РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ФГБУН Геологический институт РАН

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY
Geological Institute RAS

BULLETIN
OF COMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUARTERNARY

№ 75

Bulletin was founded in 1929

Editor
candidate of geological and mineralogical sciences
I.A. CHISTYAKOVA

MOSCOW
GEOS
2017

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 75

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
И.А. ЧИСТЯКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2017

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 75. – М.: ГЕОС, 2017. – 150 с.
ISSN 0366-0909

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.В. Панин, А.С. Застрожнов,
В.С. Зыкин, И.А. Чистякова

Рецензенты
доктор геол.-мин. наук Л.Н. Андреичева, доктор геогр. наук Н.Г. Судакова
доктор геол.-мин. наук Г.В. Холмовой

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 75. – M.: GEOS, 2017. – 150 p.
ISSN 0366-0909

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A. Lavrushin (Editor-in-chief), A.V. Panin, A.S. Zastrozhnov,
V.S. Zikin, I.A. Chistyakova

Reviewers:
Doctor of Geology and Mineralogy L.N. Andreicheva, Doctor of Geography N.G.Sudakova,
Doctor of Geology and Mineralogy G.V. Kholmovoy

© Российская Академия наук, 2017
© ГИН РАН, 2017
© ГЕОС, 2017

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

К ДАТИРОВКЕ СТОЯНКИ ОЛДОВАНА МУХКАЙ 2А В ДАГЕСТАНЕ

Х.А. Амирханов[1], А.С. Тесаков[2], Д.В. Ожерельев[1]

[1]Институт археологии РАН; amirkhanov@rambler.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва; tesak@ginras.ru

Данные по микротериофауне в сочетании с результатами палеомагнитного исследования и стратиграфическими характеристиками позволяют датировать слои 2013-1, 2013-2, 2013-3 стоянки Мухкай 2а временем не позднее начала палеомагнитного эпизода олдувей (1,95 млн л.н.). Данные материалы служат, наряду с другими, надежным основанием для решения проблемы первоначального заселения человеком Западной Евразии.

Ключевые слова: Дагестан, олдован, Мухкай 2а, микротериофауна, датировка.

Стоянка Мухкай 2а расположена на Северо-Восточном Кавказе в центральной части орографической системы, называемой «дагестанским треугольником» (рис. 1). В административном отношении это Акушинский район Республики Дагестан. Географические координаты: N 42°14.464′, E 47°21.314′. Памятник входит в группу из восьми, выявленных к настоящему времени в данном районе, многослойных раннеплейстоценовых стоянок: Айникаб I, II, Мухкай I, II, IIа, Гегалашур I, II, III [Амирханов, 2007; Амирханов, 2016]. Культурные слои указанных памятников заключены в рыхлых отложениях водораздела рек Акуша и Усиша (бассейн реки Казикумухское койсу). Сам водораздел представляет собой возвышение, которое доминирует в рельефе Акушинской котловины и тянется в направлении течения названных рек (Ю-В–С-З) на несколько километров. По своему генезису рыхлые отложения водораздела представляют собой заполнение депрессии, сформировавшей древнюю поверхность выравнивания. Высота этого пенеплена, простирающегося в Центральном Дагестане, значительно шире рассматриваемого района и составляет в среднем, 1200–1500 м.н.у.м.

Стоянка Мухкай 2а расположена у основания хребта Лес, который ограничивает с юга Акушинскую котловину. Склоны этого хребта, сложенного меловыми известняками, служили основным источником поступления рыхлых отложений, формировавших поверхность выравнивания. Общая мощность рыхлых отложений раннего плейстоцена на участке стоянки Мухкай 2а составляет около 73 м. Культурные слои 2013-1,2,3, о которых будет идти речь, расположены на глубине порядка 38 м от современной дневной поверхности. Абсолютная высота над уровнем моря составляет 1581 м.

Геохронологический контекст стоянки

Взаимная сопоставимость стратиграфии памятников Айникаб 1, Гегалашур 1-3, Мухкай 1-2 делает возможным экстраполировать данные, полученные для наиболее изученных из них на материалы других. Это в наибольшей степени касается стоянок Мухкай 2 и Мухкай 2а.

Для датировки различных слоев стоянки Мухкай 2 в настоящее время имеются данные палеомагнитного анализа [Amirkhanov et al., 2014; 2016], выразительный микро- и макрофаунистический материал [Саблин и др., 2013], палинологические определения, а также остатки фитопланктона, диагностичные с точки зрения датирования.

Как отмечено выше, стоянка Мухкай 2а входит в группу синхронных памятников, расположенных в Акушинской котловине. Она отстоит примерно на 44 метра к северо-западу от раскопанной части стоянки Мухкай 2 (рис. 2) и на своем участ-

Рис. 1. Местоположение стоянок олдована Дагестана

ке во многом повторяет картину, характерную для соседней стоянки. Это касается стратиграфии и литологии геологических отложений, мощности культурных слоев, а также их насыщенности археологическими остатками. Памятник исследовался в 2013–2015 гг. В настоящее время наиболее полно раскопаны культурные слои 2013-1; 2013-2. Площадь раскопа здесь достигает 42 кв. м.

Вопрос о датировке изученных слоев собственно стоянки Мухкай 2а основывается в значительной мере на богатой коллекции костных остатков, позволяющих охарактеризовать крупную и мел-

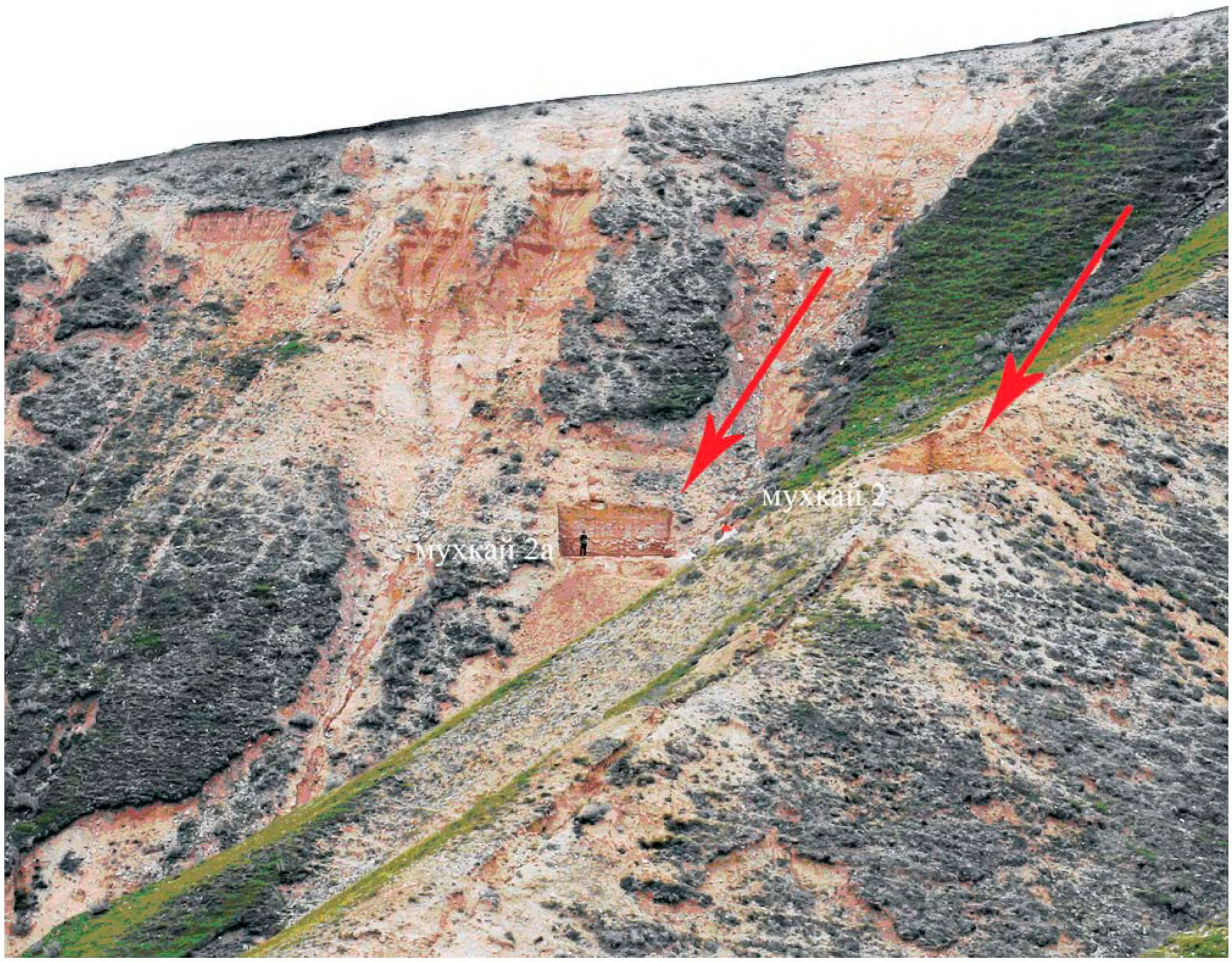


Рис. 2. Взаимное расположение стоянок Мухкай 2 и Мухкай 2а.

кую фауну времени функционирования стоянки. Решению этой задачи в большой степени способствуют в том числе данные, полученные для соседних стоянок. Материалы, последних, которые касаются результатов палеомагнитного анализа, приведены на рис. 3.

Согласно палеомагнитным исследованиям отложения памятников Айникаб 1, Мухкай 1 и 2 имеют четкую обратную полярность, соответствующую эпохе Матуяма (см. рис. 3). В каждом из них было выявлено несколько положительных эпизодов и палеомагнитных аномалий. Принци-

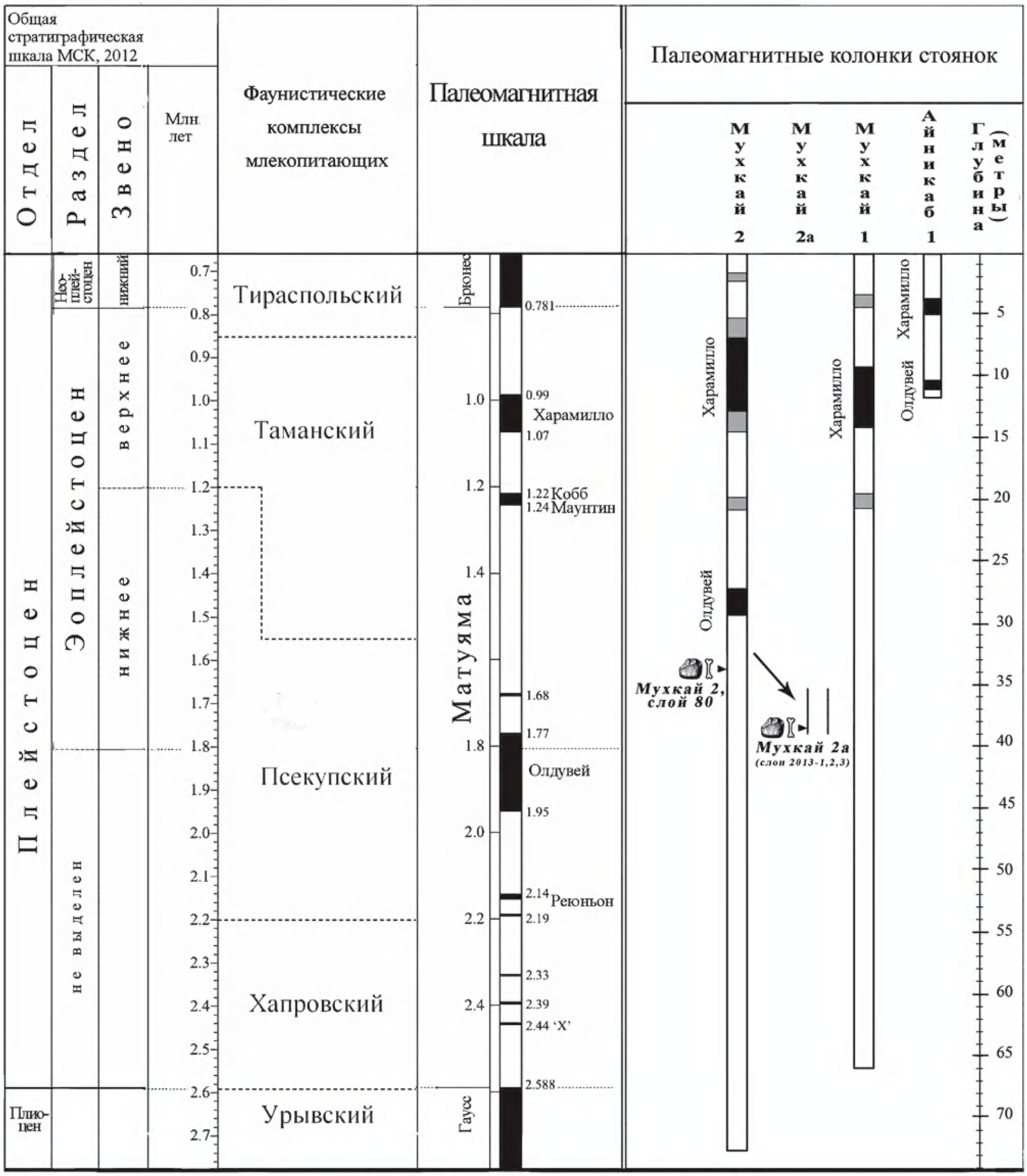


Рис. 3. Магнитостратиграфия и геохронология стоянок Мухкай 1, Мухкай 2, Мухкай 2а и Айникаб 1

пиальным в интерпретации результатов палеомагнитного анализа применительно к рассматриваемым материалам является вопрос точности идентификации эпизодов прямой намагниченности, представленных в шкале соответствующих стоянок. В памятниках, разрезы которых изучены на всю их мощность, уверенно выделяется в одном три (Мухкай 2), а в другом два (Айникаб 1) эпизода положительной намагниченности. Возможность отождествления верхнего в случае со стоянкой Айникаб 1 и второго сверху на стоянке Мухкай 2 с субхроном Харамилло служит бесспорный факт принадлежности толщи, в которых заключены все рассматриваемые памятники, ко времени ранее неоплейстоцена. Указанные отложения сформировались раньше, чем образовалась современная речная сеть Северо-Восточного Кавказа. Во-вторых, известно, что другие положительные эпизоды эпохи Матуяма, например Кобб-Маунтин, фиксируются чрезвычайно редко и только в очень полных и мощных разрезах. Горизонт же Харамилло можно выделить почти всегда, как бы ни был маломощен и фрагментарен изучаемый разрез [Амирханов и др., 2009]. Действительно на стоянках Мухкай 1 и Мухкай 2, разрезы которых обладают значительной мощностью, этот эпизод выступает очень выразительно и занимает собой до 6–7 метров отложений. Причем на обоих памятниках он устанавливается в одной и той же стратиграфической позиции. Если говорить о горизонте прямой намагниченности в нижней части разрезов стоянок Мухкай 2 и Айникаб 1, то для его отождествления с эпизодом Олдувей имеются данные фаунистических определений и, что особенно важно, ESR датировка для отложений в отрезке между двумя указанными положительно намагниченными горизонтами в разрезе стоянки Айникаб 1. Значение этой датировки, полученной методом изохронного анализа ESR зубов древней лошади, составляет 1,53+/-0,25 млн л.н. [Ahmed et al., 2010].

Состав микротериофауны стоянки Мухкай 2а

В ходе раскопок стоянки Мухкай 2а в 2013–2015 годах с участка сосредоточения костных остатков крупных млекопитающих в результате промывки культурных отложений была получена остеологическая коллекция микротериофауны. Несмотря на свою немногочисленность, она оказалась достаточно значимой в решении вопроса о датировке культурных слоев памятника.

Видовой и количественный состав коллекции демонстрирует таблица 1.

По общему составу коллекции можно отметить, прежде всего, ее сходство с находками аналогичного типа из слоя 80 стоянки Мухкай 2 [Amirkhanov et al., 2016]. В разрезе этого памятника слой с фауной аналогичного типа залегает ниже палеомагнитного эпизода Олдувей.

При рассмотрении вопроса о геологическом возрасте рассматриваемой ассоциации с использованием собственно палеозоологических данных можно опираться на показатели уровня эволюционного развития полевок слепушонок и питимимомисов.

Слепушонка (*Ellobius* sp.) представлена в рассматриваемой коллекции фрагментом передней призмы третьего верхнего моляра с чрезвычайно низкими дентиновыми трактами (< 0,5 мм). Такой уровень гипсодонтности характерен для наиболее древних представителей рода из хапровских и псекупских (акчагыльских) фаун Средней Азии и Кавказа и более примитивен, чем у форм из эоплейстоценовых (апшеронских) фаун Причерноморья и Казахстана.

Вымершая полевка питимимомис (*Pitymimomys pitymyoides*) (рис. 4) – характерный представитель фаун позднего виллания Европы. Биозона вида соответствует верхней части зоны MN17 европейской континентальной шкалы и началу псекупского фаунистического комплекса. Питимимомисы обычны в лесных фаунах конца гелазий-

Таблица 1. Состав мелких позвоночных из стоянки олдована Мухкай 2а (раскопки 2013–2015 гг.)

Форма	Название	Количество	Характеристика
Soricidae gen.	Землеройка	1	Фрагмент сочленовного отростка нижней челюсти
Leporidae gen.	Заяц	1	Второй верхний премоляр
Muridae gen.	Лесная мышь	2	Фрагменты резцов
Ellobius sp.	Роющая полевка слепушонка	1	Фрагмент третьего верхнего коренного (M3)
Pitymimomys pitymyoides	Корнезубая полевка питимимомис	5	Фрагментарные и целые коренные зубы (M2, M3, 2 m3, M1)

Рис. 4. Коренные зубы корнезубой полевки Pitymimomys pitymyoides фауны стоянки Мухкай 2а

ского яруса с доминированием корнезубых мимомисных полевок и резко сокращают численность (становятся редким элементом) и затем исчезают в наиболее ранних фаунах бихария, позднепсекупском или одесском фаунистическом комплексе с началом доминирования некорнезубых полевок *Allophaiomys* и *Prolagurus-Lagurodon* зоны MQ1 европейской континентальной шкалы, коррелятных началу калабрия или переходу между гелазием и калабрием. Преобладание остатков питимимомисов в фауне Мухкая указывает на псекупский (s.str.) фаунистический уровень, т.е. на доаллофайомисный, поздневилланийский биохронологический интервал.

По фаунистическому составу микротериофауна Мухкая 2 практически идентична северокавказским фауна Псекупса и Бжедуховской, которые датируются поздним акчагылом и региональной зоной MNR1 [Вангенгейм и др., 2001; Тесаков, 2004]. По мимомисному фону и присутствию *Pitymimomys pitymyoides* к этим фаунам близка классическая поздневиллафранкская фауна Сенеза (Senèze) во Франции [Maul et al., 2007], датированная по Ar-Ar и палеомагнитными данными между 2,21–2,09 млн лет [Roger et al., 2000; Nomade et al., 2014; Pastre et al., 2015].

Возраст границы регионзон MNR1 – MQR11 (и соответственно верхняя временная оценка возраста Мухкая) оценивается в интервале 2,2–2,0 млн лет, т.е древнее эпизода Олдувей. На этой границе происходит появление некорнезубых полевок *Allophaiomys*. Существует другая точка зрения [Зажигин, 2009; Зыкин, 2012], что появление некорнезубых полевок несколько моложе эпизода Олдувей. В любом случае, возраст фауны стоянки Мухкай 2а не моложе 1,7 млн.л.н., и, по всем существующим данным – древнее 2 млн. лет.

Вывод

Принимая во внимание аналогии в магнитостратиграфии стоянок Айникаб 1 и Мухкай 2 и стратиграфическое соответствие слоев 2013-1, 2013-2, 2013-3 Мухкай 2а слою 80 стоянки Мухкай 2 время формирования указанных слоев и, следовательно, первоначальное заселение человеком Северного Кавказа должно быть отнесено ко времени ранее палеомагнитного эпизода Олдувей (ранее 1,95 млн л.н.).

Литература

Амирханов Х.А. Исследования памятников олдована на Северо-восточном Кавказе. (Предварительные результаты). М., «Таус», 2007, 52 с.

Амирханов Х.А., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л. Палеомагнитные данные к датировке многослойной стоянки раннего плейстоцена Айникаб 1 (Центральный Дагестан)//Древнейшие миграции человека в Евразии. Материалы международного симпозиума (6–12 сентября 2009 г., Махачкала, Республика Дагестан, Россия). Ответственные редакторы: А.П.Деревянко, М.В.Шуньков. Новосибирск, 2009, с.36–41.

Амирханов Х.А. Северный Кавказ: начало преистории. М., «Мавраев», 2016. 344 с.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мел-

ким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.9. №3. 2001. С.76–88.

Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. 19–23 октября 2009 г. Новосибирск, 2009. С. 218–220.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: «Гео», 2012. 487 с.

Саблин М.В., Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В. Фауна стоянки олдована Мухкай 2. (По результатам раскопок 2010–2012) // Российская археология, № 4, 2013. С. 7–12.

Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). Труды геологического института, Т. 554. Москва: «Наука», 2004. 247 с.

Ahmed I.J., Blackwell B.A.B., Cho E.K., Chen S., Amirkhanov H.A., Blickstein J., Skinner A.R. and Lev S. ESR dating an Olodowan site in Dagestan, Southern Russia: exploring the earliest Hominid migration into Eurasia // GSA Annual Meeting. 31 October – 3 November. 2010. Denver, Colorado USA.

Amirkhanov, H.A., Ozherel'ev, D.V., Gribchenko, Yu.N., Sablin, M.V., Trubikhin, V., Semenov, V.V. Early Humans at the eastern gate of Europe: the discovery and investigation of Oldowan sites in the Northern Caucasus // Comptes Rendus Palevol 13, 2014. P. 717–725.

Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanyan A.K. Faunal remains from the Oldowan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction // Quaternary International 395, 2016. P.233–241.

Maul L.C., Markova A.K. Similarity and regional differences in Quaternary arvicolid evolution in Central and Eastern Europe // Quaternary International. V. 160. 2007. P. 81–99.

Nomade S., Pastre J.F.,Guillou H., Faure M., Guérin C., Delson E., Debard E.,Voinchet P., Voinchet P., Messager E. $^{40}Ar/^{39}Ar$ constraints on some French landmark Late Pliocene to Early Pleistocene large mammalian paleofaunas: Paleoenvironmental and paleoecological implications // Quaternary Geochronology.Volume 21, June 2014, Pages 2–15.

Pastre J.-F., Debard E., Nomade S., Guillou H., Faure M., Guérin C., Delson E. Nouvelles données géologiques et téphrochronologiques sur le gisement paléontologique du maar de Senèze (Pléistocène inférieur, massif central, France) // Quaternaire 26(3). 2015. P. 225–244.

Roger S., Coulon C., Thouveny N., Feraud G., Van Velzen A., Fauquette S., Cocheme J.J., Prevote M., Verosub K.L. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a tephra layer in the Pliocene Seneze maar lacustrine sequence (French Massif Central): constraint on the age of the Reunion-Matuyama transition and implications for paleoenvironmental archives // Earth and Planetary Science Letters, 183, 2000. P. 431–440.

Kh.A. Amirkhanov, A.S. Tesakov, D.V. Ozhereliev

ON THE GEOCHRONOLOGY OF THE MUKHAI 2A OLDOWAN SITE IN DAGESTAN

Data on microtheriofauna coupled with the results of palaeomagnetic and stratigraphic studies allow to place the age of layers 2013-1, 2013-2, 2013-3 of the Mukhai 2a site at not younger than the beginning of the Olduvai episode of the Matuyama geomagnetic epoch (1.95 Ma). Along with other data these materials will serve as the basis for the further development of the problem of the earliest human occupation of West Eurasia.

Keywords: Dagestan, Oldowan, Mukhai 2, microtheriofauna, dating

ЕВРОПЕЙСКИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА: ВИДОВОЙ СОСТАВ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, КОРРЕЛЯЦИИ

А.К. Маркова

Институт географии РАН, Москва, Россия amarkova@list.ru

Проанализированы таксономический состав, эволюционные особенности, геологическое положение фаун мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена Западной и Восточной Европы. Изучены фауны мелких млекопитающих начиная с лихвинского (=гольштейнского, =хокснийского) межледниковья (МИС 11) вплоть до начала микулинского (=эемского) межледниковья (МИС 5е), т.е. на протяжении интервала от ~ 424000 лет назад до ~130000 лет назад. Выявлены основные тренды эволюционных изменений мелких млекопитающих. Проведены сравнения восточноевропейских и западноевропейских фаун. Комплексный анализ териологических, геологических и геохронологических данных второй половины среднего плейстоцена Европы, убедительно показал серьезные эволюционные изменения фаун мелких млекопитающих на протяжении второй половины среднего плейстоцена и позволил выявить особенности природно-климатической обстановки в разные интервалы. На основе изменений в филетических линиях Arvicolinae удалось провести корреляцию западноевропейских и восточноевропейских местонахождений. Построена биостратиграфическая схема для второй половины среднего плейстоцена Европы и карты местонахождений мелких млекопитающих.

Ключевые слова. Мелкие млекопитающие, вторая половина среднего плейстоцена, Европа, таксономический состав, эволюция, стратиграфия, корреляция

Введение

Продолжительный и сложный интервал плейстоцена – средний плейстоцен (ранний и средний неоплейстоцен российской стратиграфической схемы), пока изучен недостаточно. Фауны млекопитающих Европы начала среднего плейстоцена и первой его половины до лихвинского межледниковья (межледниковья гольштейн в Западной Европе, межледниковья хоксний в Великобритании) были рассмотрены в предыдущих статьях [Маркова, 2014, 2016, Markova, Puzachenko, 2016, Markova, Vislobokova, 2016]. В настоящей статье мы хотим остановиться на рассмотрении териофаун второй половины среднего плейстоцена: начиная с лихвинского межледниковья (МИС 11) вплоть до микулинского (эемского) межледниковья (МИС 5е), т.е. от ~ 424 тыс.л.н. до ~130 тыс.л.н. [Lisiecki, Raymo, 2005] (рис. 1, 2, 3). В этот значительный интервал времени произошло несколько климатических событий глобального масштаба: выявлено не менее трех климатических циклов (оледенений – межледниковий). Эти события повлияли на экологический облик фаун мелких млекопитающих Европы. Кроме того, за длительный период времени второй половины среднего плейстоцена во многих линиях Arvicolinae произошли эволюционные изменения, отразившиеся на морфологии их скелета, прежде всего зубной системы. Все эти данные рассматриваются в настоящей статье. В статье анализируются как широко введенные в научную литературу микротериологические данные среднего плейстоцена Западной Европы, так и менее известные, особенно для западного исследователя, материалы по фаунам мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена Восточной Европы.

Временные интервалы

В данной статье мы рассматриваем фауны мелких млекопитающих в интервале продолжительностью около 300 тысяч лет, от лихвинского = межледниковья в Восточной Европе = гольштейн-

ского межледниковья в Западной Европе (Holstenian), межледниковья хоксний в Великобритании (Hoxnian) (включительно) (МИС 11, 424–374 т.л.н.) до начала микулинского = эемского (Eemian) межледниковья в Западной Европе = ипсвичиан (Ipswichian) межледниковья в Великобритании (МИС 5e, ~130 т.л.н.) [Lisiecki, Raymo, 2005]. На протяжении этого интервала климатическая обстановка неоднократно менялась.

Начало второй половины среднего плейстоцена (начало среднего неоплейстоцена) выделяется по значительному межледниковому потеплению – лихвинскому (гольштейнскому = хокснинскому) межледниковью. Отмечено наибольшее сходство этого межледниковья по климатическим данным с термическим оптимумом голоцена. Отложения гольштейнского (=лихвинского, =хокснинского) межледниковья залегают на осадках предшествующего эльстерского (Elsterian) оледенения в Западной Европе, оледенения англий (Anglian) в Британии, окского оледенения в Восточной Европе. Этот ледниковый этап представлен в разных частях Европы мореной, флювиогляциальными осадками и лессовыми отложениями. Для отложений стратотипического местонахождения Хоксне в Великобритании (слой C) получена дата по урановой серии и ESR, которая равняется 404 + 33, -42 ka BP, т.е. хорошо укладывающаяся во временные рамки МИС 11 [Grün, Schwartz, 2000]. Во время лихвинского межледниковья на Русской равнине в лессово-почвенных разрезах перигляциальной зоны выявлен почвенный горизонт инжавинской ископаемой почвы [Величко и др., 1992]. По данным Восточной Европы вслед за лихвинским межледниковьем наступило похолодание (МИС 10, 374–337 т.л.н.) [Величко и др., 1992], сменившееся выраженным потеплением – каменским межледниковьем, во время которого произошло формирование широко распространенной на Русской равнине каменской ископаемой почвы (МИС 9, 337–300 т.л.н.). Вслед за каменским межледниковьем наступило новое похолодание (МИС 8, 300–243 т.л.н.). Последовавшее за ним потепление, выразившееся в формировании в лессово-почвенной толще Русской равнины роменской ископаемой почвы (МИС 7, 243–191 т.л.н.) трактуется по-разному. Ряд исследователей придают ему межледниковый ранг [Болиховская, 1995, Шик, 2014], другие считают его межстадиальным [Величко и др., 2009].

Выше роменской почвы во внеледниковой зоне выражен горизонт днепровского лесса, в ледниковой – сложно построенная днепровская морена (МИС 6, 191 – ~ 130 т.л.н.). В Западной Европе этот ледниковый этап получил название заале (Saale), в Великобритании – вольстониан (Wolstonian). Нужно отметить, что в нидерландских стратиграфических схемах указывается более значительная продолжительность заале [Markova, van Kolfschoten, 2012].

В Западной Европе наиболее детальная стратиграфия этого периода получена по материалам Великобритании [Schreve, 2004a, 2004b, 2004c, Schreve, Bridgland, 2002]. Полученные английскими исследователями данные также отражают сложный характер этого периода и практически совпадают с восточноевропейскими данными. Также детально исследован этот период по материалам немецкого многослойного местонахождения Шёнинген [van Kolfschoten, 1993, 2014]. Имеющиеся в настоящее время западноевропейские материалы из наиболее полных разрезов показывают сложную климатическую историю второй половины среднего плейстоцена и вполне могут быть прокоррелированы с восточноевропейскими данными.

При рассмотрении фаун этого периода большое внимание уделяется эволюционным преобразованиям в филетической линии водяных полевок *Arvicola*. Нужно отметить, что наиболее ранняя стадия этого рода по-разному называется в разных европейских странах *Arvicola mosbachensis* = *A. cantianus=A. terrestris cantianus*. В статье при описании конкретных фаун мы приводили авторское обозначение этого таксона. Индекс, обозначающий отношение эмалевых поверхностей зубов *Arvicola* и широко используемый для определения эволюционной стадии водяных полевок и для относительного датирования вмещающих отложений был введен в 1975 г. нами [Маркова 1975]. Несколько позднее подобный индекс был независимо введен Хайнрихом [Hienrich, 1978] и стал широко использоваться в его интерпретации в западной литературе. Мы также в данной статье используем последний индекс с тем, чтобы проводить сопоставление восточноевропейских и западноевропейских материалов. Нужно отметить, что исследование параметров этого индекса у современных водяных полевок показало, что эта величина имеет значительную изменчивость. В южных регионах она выше, чем в северных [Маркова, 1981, 1982; Röttger, 1987] (рис. 4). Таким образом, использование этого индекса дает лишь очень общее представление о возрасте фауны.

Фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена

Лихвинское (гольштейнское=хокснинское) межледниковье (МИС 11)

Восточная Европа

В Восточной Европе на протяжении последних десятилетий были открыты и изучены много-

Рис. 1. Карта местонахождений мелких млекопитающих Европы (МИС 11)

1 – Меджибож, 2 – Смоленский Брод, 3 – Няравай, 4 – Рыбная Слобода, 5 – Отказное, 6 – Озерное, 7 – Узмари, 8 – Колкотова балка, инжавинская почва, 9 – Владимировка 2, 10 – Стрелица, 11 – Верхняя Еманча, 12 – Михайловка 3, 13 – Пивиха, 14 – Райгород, 15 – Гуньки 1 и 2, 16 – Чекалин, гиттия, 17 – Хоксне, сл. B2 и B1, 18 – Кластон-он-Си, 19 – Сауфлит Роуд, сл.3, 20 – Бичес Пит, 21 – Барнфилд Пит, 22 – Рациневес, 23 – Нииде, 24 – Бильценглебен II, 25 – Кёрлих H, 26 – Шёнинген 13 1, 12B

Рис. 2. Карта местонахождений мелких млекопитающих Европы (МИС 8, МИС 9, МИС 10)

27 – Топка, 28 – Рассказово, 29 – Черный Яр, 30 – Узунлар, 31 – Плавни, 32 – Колкотова Балка, камен. почва, 33 – Прилуки, 34 – Гудмор Гроув, 35 – Парфлит, 36 – За Хаджовной Кейв, 37 – Шёнинген, сл. 13II-1, II-2, II-3, II-4, 38 – Бисник, сл. 19, 39 – Харнхам

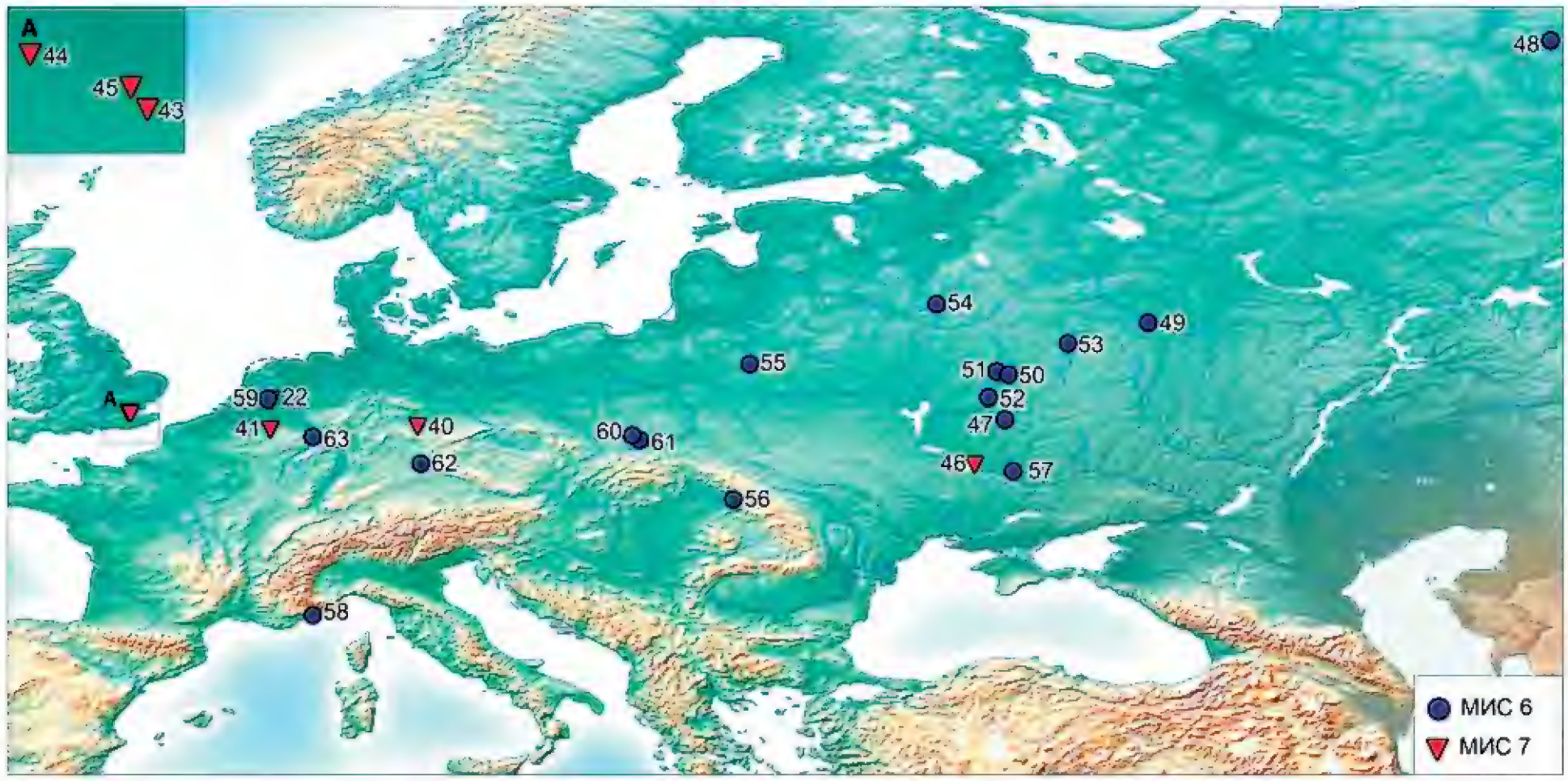


Рис. 3. Карта местонахождений мелких млекопитающих Европы (МИС 6 – МИС 7)

40 – Веймар-Эрингсдорф, ниж. травертин, 41 – Маастрихт-Бельведере, сл. 3,4, 42 – Вагининген Франше Кемп 1, 43 – Грейс Терок, 44 – Авелей, 45 – Ляйон Пит, 46 – Матвеевка, 47 – Игоревка, 48 – Кипиево 1 и 2, 49 – Алпатьево, 50 – Павловка, 51 – Волжино, 52 – Стригово, 53 – Чекалин, флювиогл. отл., 54 – Коневичи, 55 – Жукевичи, 56 – Данилово, 57 – Драбиновка, 58 – Грот де Лазаре, 59 – Ренен, 60 – Дещова , сл. I-IV, 61 – Бисник, сл. 15-14, 62 – Херсбрук, 63 – Ариендорф I

численные захоронения мелких млекопитающих лихвинского межледниковья [Агаджанян, 2009; Маркова, 2005, 2004а, 2004б; Markova, 2006, 2007] (рис. 3). Обнаружено 16 лихвинских местонахождений мелких млекопитающих, расположенных от 57°с.ш. на севере до Причерноморья и Северного Кавказа. Стратиграфическое положение захоронений фаун в опорных лессово-почвенных разрезах

Регион, откуда получен материал	SDQ современных Arvicola			
	N	min	mean	max
Краснодарский край, Россия	18	100	125	200
Полтавская область, Украина	11	59	76	100
Устье р. Сулы, Украина	50	40	66	83
Новосибирская область, Россия	20	35	63	75
Архангельская область, Россия	20	20	74	100
Чешская Губа, Россия	20	40	76	100
Полуостров Ямал, Россия	5	66	72	80

Рис. 4. Коэффициент эмали современных водяных полевок *Arvicola*

очень определенно: они залегают выше отложений окского оледенения и ниже горизонтов каменской и роменской ископаемых почв и разделяющих их лессовых горизонтов, перекрытых, в свою очередь, днепровской мореной или днепровским лессом.

Местонахождение Чекалин, Тульская область, бассейн р. Оки (54º05′39″N, 36º14′34″E). Видовой состав фауны из стратотипа лихвинских отложений (из отложений гиттии) включает по данным А.К. Агаджаняна *Desmana* sp., *Apodemus* cf. *sylvaticus*, *Clethrionomys glareolus*, *Microtus malei*[1] и водяную полевку *Arvicola cantianus (=mosbachesis)*, с «мимомисным» строением эмали зубов и мелкими размерами [Агаджанян, 2009, Болиховская, Судакова, 1996] (рис. 1, 6).

Местонахождение Гуньки, Полтавская область, Кременчугский район, Украина, бассейн среднего Приднепровья, низовья р. Псёл, левого притока Днепра (49º14′43″N, 33º33′43″ E). Фауна обнаружена в пачке аллювиальных и озерно-старичных отложений IV надпойменной террасы р. Псел. Слои с костными остатками перекрыты мощной лессово-почвенной толщей и гляциальными отложениями днепровского оледенения. Между днепровской мореной и костеносными слоями в разрезе Гуньки описаны отложения каменской и роменской ископаемых почв и разделяющего их горизонта лесса [Маркова, 1975, Величко и др., 1992] (рис. 7). В отложениях зеленоватых суглинков (Гуньки II), содержащей остатки мелких млекопитающих обнаружены *Sorex praearaneus* , *Ochotona* sp. (1), *Allactaga major*, *Spermophilus* sp., *Alactagulus pumilio*, *Spalax* sp., *Cricetus cricetus*, *Clethrionomys* sp., *Lagurus transians*, *L.* aff. *lagurus*, *Eolagurus luteus* aff. *volgensis*, *Arvicola cantianus*, *Microtus (Stenocranius) gregalis*, *Microtus arvalis*, *M. oeconomus*. Ниже залегают отложения гиттии (Гуньки I) с находками многочисленных остатков *Arvicola cantianus* (230) и *Microtus arvalis* (172). Из этого слоя получены палиноспектры, характерные для лихвинского межледниковья (Губонина, 1975). Обнаруженная в слое малакофауна была сопоставлена с фауной из отложений древнеэвксинской трансгрессии Черного моря [Величко и др., 1997] (рис.1, 5, 6, 7).

Фауна мелких млекопитающих из разреза Гуньки значительно богаче, чем фауна из лихвинских отложений чекалинского стратотипического разреза и содержит около 1,5 тысяч определимых остатков [Маркова, 1982]. Она включает многочисленные остатки *Arvicola cantianus* (рис. 7). Лагуриды представлены эволюционно продвинутыми степными пеструшками *Lagurus transiens,* включающими морфотипы *L. lagurus*. Корнезубые полевки родов *Mimomys* и *Pliomys*, а также полевки *Microtus (Terricola) arvalidens* и *Microtus (Stenocranius) gregaloides* отсутствуют. Фауны подобного эволюционного уровня было предложено выделить в гуньковский комплекс мелких млекопитающих (Markova, 1990), который коррелируется с сингильским комплексом крупных млекопитающих, описанным В.И. Громовым (1948).

Стратотип сингильского комплекса у г. **Райгород**, Светлоярский район, Волгоградская область, бассейн Волги (48º25′40″N, 44º55′17″E) содержит незначительное количество остатков мелких млекопитающих, отобранных Л.П. Александровой в 1965 г. (коллекция ГИН РАН, N 824). Фауна мелких млекопитающих из Райгорода содержит переходную форму степных пеструшек *Lagurus transiens – L. lagurus,* а также *Eolagurus luteus, Microtus (Stenocranius) gregalis, Microtus arvalinus, Microtus oeconomus, Ellobius* sp. и *Spermophilus* sp. (А.С. Тесаков, устное сообщение). К сожалению, в этой фауне не обнаружены остатки водяных полевок *Arvicola*. По эволюционному уровню микротин фауна Райгорода сопоставима с фауной из местонахождения Гуньки. Нужно отметить, что местонахождение Гуньки занимает четкое стратиграфическое положение, было изучено комплексом геологических и палеонтологических методов и таким образом является опорным для лихвинского межледниковья и гуньковского комплекса мелких млекопитающих (рис. 1, 6).

Местонахождение Чигирин, правобережье среднего Приднепровья, IV терраса Днепра, бассейн правого притока Днепра р. Тясмин, Украина, Черкасская область (49º05′00″N, 32º40′00″ E). Местонахождение обнаружено в старом карьере, в котором прослеживается толща лессовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв, подстилаемых мощной мореной и флювиогляциальными отложениями днепровского возраста. Ниже морены залегают лессовидные суглинки с двумя горизонтами ископаемых почв. Под этой толщей залегает пачка диагонально слоистых аллювиальных песков с находками костных остатков мелких млекопитающих [Маркова, 1982]. Фауна включает *Desmana* sp. (4), *Sorex sp.(3), Ochotona* sp. (11), *Spermophilus* sp. (10), *Allactaga major* (1), *Spalax microphtalmus* (7), *Cricetus cricetus* (3), *Clethrionomys glareolus* (12), *Lagurus transiens* (73), *Eolagurus luteus volgensis* (62), *Arvicola cantianus* (199), *Microtus (Stenocranius) gregalis* (25), *M. oeconomus* (15), *M.* ex gr. *arvalis* (25) [Маркова, 1982, Рековец, 1994] (рис. 1, 5, 6).

Местонахождение Пивиха, Украина, Полтавская обл., левобережье среднего Приднепровья, бе-

[1] Полевка, описанная А.К. Агаджаняном как Microtus malei, по мнению автора настоящей статьи может быть отнесена к группе Microtus arvalis

Стратиграфия	МИС	Местонахождения Западной Европы	Значения SDQ				Местона-хождения Восточной Европы	Значения SDQ			
			N	min	mean	max		N	min	mean	max
Оледенение заале - **вальстониан** - днепровское	6	Грот де Лазаре, CII CIII	47 8		107,9 108,6		Игоревка	15	110	125	135
Межледнико-вье шёнинген –санди уейв-роменское	7	Веймар – Эрингсдорф (ниж. травертин) Маастрихт-Бельведере 4, 3 Бисник сл. 19	30 4 66	102 86 94 100,65	112 102 102	126 113 114 107,1	Матвеевка	1		102	
Похолодание	8										
Межледни-ковье рейнсдорф – парфлит-каменское	9	Шёнинген канал II: 13 II-2 13 II-3 13 II-4 Авелей Парфлит Гудмор Гроув	61 117 135 2 4 48	100 94 99 105	119 118 115 120 130 133,3	150 160 137 147	Черный Яр Узунлар Плавни	12 1 13	98 105	108 110 112	125 122
Похолодание	10										
Межледни-ковье гольштейн – хоксний-лихвинское	11	Ниида Хоксне Сванскомб Барнхам Бильцинглебен II	58 8 4 14 52	124 110 120 121	146 140 140 142 132	169 162 170 145	**Меджибож** L.10-11 L. 14-15 Гуньки 1 Гуньки 2 Чигирин Верхняя Еманча Озерное Рыбная Слобода Узмари Смоленский Брод	25 17 23 12 48 33 36 14 52 16	91 90 120 120,5 101,7 100 122 112 112	107 116 125 132 129 125 130 125 130 124	125 155 169 170 167 170 145 160 140
Оледенение эльстер – англий –окское	12										

Рис. 5. Коэффициент эмали водяных полевок *Arvicola* из местонахождений второй половины среднего плейстоцена Европы

Стратиграфия	Оледенения, межледниковья	МИС	Западноевропейские местонахождения	Характерные таксоны	Восточноевропейские местонахождения	Характерные таксоны
Вторая половина среднего плейстоцена	заале – вольстониан-днепровское оледенение	6	Грот де Лазаре (CII, CIII), Ариендорф 1, Херсбрук, Бисник (сл. I-IV), Ренен	Dicrostonyx simplicior, Lemmus lemmus, Arvicola terrestris ssp.B, Microtus agrestis	Кипиево 2 Кипиево 1, Павловка Драбиновка Данилово, Жукевичи, Коневичи, Чекалин, фл.отл., Стригово, Волжино, Алпатьево, Игоревка	Microtus gregalis Lemmus sibiricus Lemmus lemmus Lagurus lagurus Dicrostonyx simplicior
	шёнингское – санди уейв-роменское потепление (межледниковье)	7	Веймар-Эрингсдорф (ниж.травертин) Маастрихт Бельведере 4, 3, Лайон Пит, Авелей, Грейс Террок Вагининген-Франше Кемп 1	Arvicola terrestris cantianus (прогр. тип) Castor fiber, Trogontherium cuvieri, , Clethrionomys glareolus, , Microtus (Terricola) subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus	Матвеевка	Arvicola chosaricus Lagurus lagurus Microtus gregalis
	Похолодание	8	Харнхам Бисник, сл. 19	Dicrostonyx sp. Lemmus lemmus, Microtus gregalis, M. agrestis, Arvicola terrestris cantianus		
	рейнсдорфское = парфлит-каменское межледниковье	9	Шёнинген Ченнел II: 13 II-2 13 II-3 13 II-4 За Хаджовной Кейв, Парфлит, Гудмор Гроув		Черный Яр, Плавни, Узунлар, Рассказово, Прилуки Колкотова Балка (кам. почва)	Eolagurus luteus volgensis Lagurus lagurus Arvicola chosaricus
	Похолодание	10			Топка	Arvicola ex gr. chosaricus
	хольштейн-хоксний лихвинское межледниковье	11	Нииде Хоксне сл. B2, B1, Барнфилд Пит, Бичес Пит, Сауфлит Роуд (сл.3), Клактон-он-Си, Шёнинген B1 Шёнинген 12B, Кёрлих H, Бильценглебен II, Рацинесс	Arvicola terrestris cantianus, Clethrionomys glareolus, Microtus arvalis, Microtus (Terricola) subterraneus, M. agrestis, M. oeconomus	Няравай, Верхняя Еманча, Меджибож, Гуньки 1, Гуньки 2, Чигирин, Чекалин (гиттия), Пивиха, Озерное, Узмари, Колкотова балка ,(инж.почва), Рыбная Слобода, Отказное (инж.почва), Смоленский Брод	Arvicola cantianus, Lagurus transiens, Eolagurus luteus volgensis Microtus arvalis, M. oeconomus, M. gregalis M. agrestes

Рис. 6. Биостратиграфическая схема второй половины среднего плейстоцена Европы

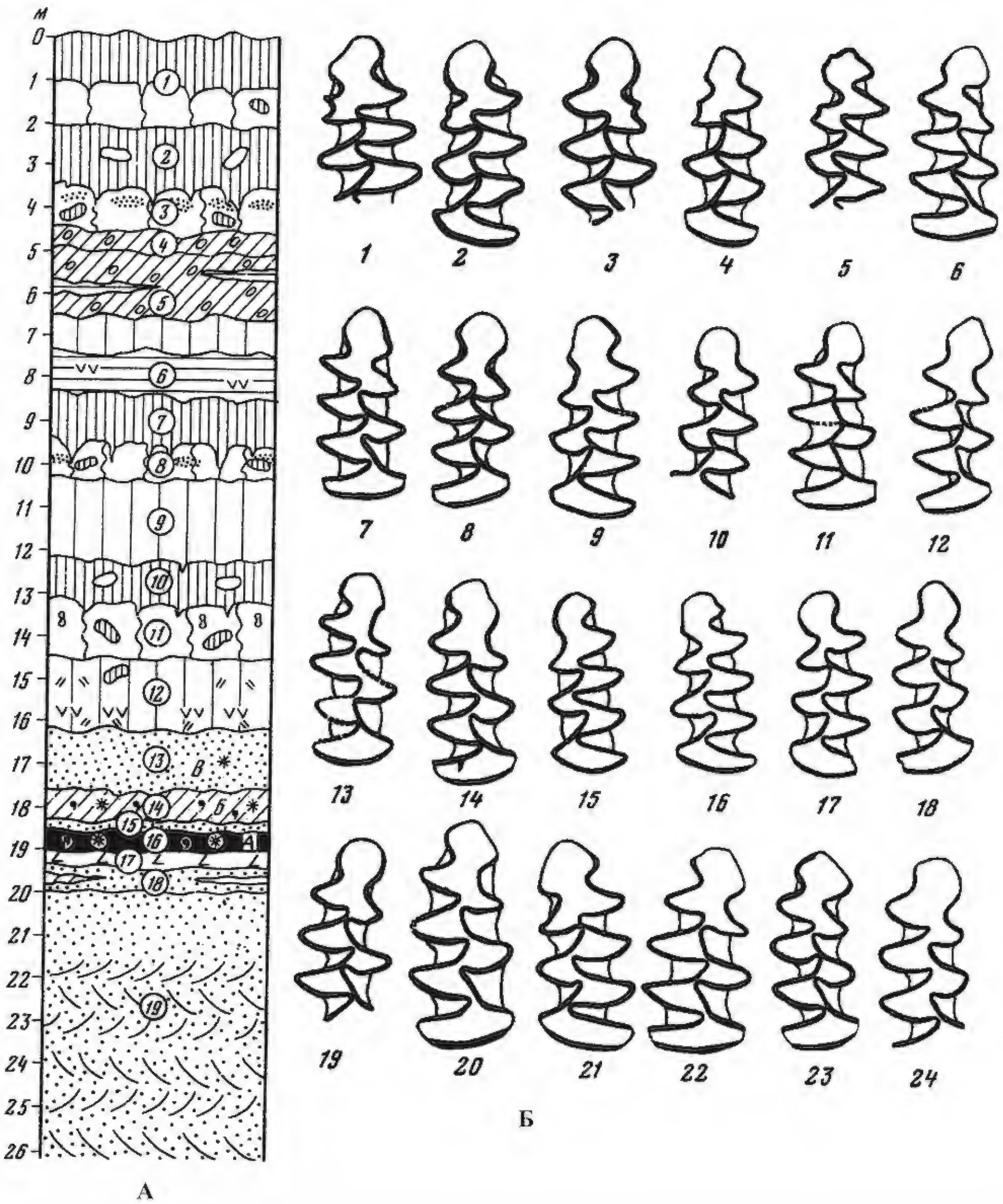


Рис. 7. Схема разреза Гуньки (Среднее Приднепровье) (А) и жевательная поверхность М/1 *Arvicola* из лихвинских отложений (сл. 14–16) (Б).

А – сл. 1 – современная почва; сл. 2 и 3 – мезинский почвенный комплекс; сл. 4 и 5 – днепровская морена и флювиогляциальные отложения; сл. 6 – сизая глина; сл. 7 и 8 – роменская ископаемая почва; сл. 9 – лессовидный суглинок; сл. 10 и 11 – каменская ископаемая почва; сл. 12 – лессовидный суглинок; сл. 13 – пески мелкозернистые с глинистыми линзами. Местонахождение Гуньки III; сл. 14–15 – суглинок сизо-серый с песчаными прослоями. Местонахождение Гуньки II; сл. 16 – гиттия ярко-черного цвета. Местонахождение Гуньки I; сл. 17 – суглинок светло-серого цвета мергелистый; сл. 18–19 – пески мелкозернистые (полтавский ярус); Б – 1-24 - М/1 *Arvicola cantianus* из местонахождения Гуньки II

рег Кременчугского водохранилища (49º13′48″N, 33º06′36″E). Местонахождение фауны мелких млекопитающих приурочено к аллювиальным отложениям IV н.п. террасы Днепра, выходящих в нижней части обрыва к Кременчугскому водохранилищу т.н. «горы Пивиха», образовавшейся в результате гляциодислокаций в период днепровского оледенения. Фауна включает *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Spremophilus* sp., *Spalax* sp., *Clethrionomys glareolus*, *Mimomys* sp. (1), *Prolagurus posterius*, *Lagurus transiens*, *Lagurus lagurus* (17), *Eolagurus luteus volgensis*, *Arvicola cantianus*, *Microtus (Terricola) arvalidens* (4), *M. (Stenocranius) gregalis*, *M. arvalis*, *M. oeconomus* (21). Лагуриды, отнесенные к *L. transiens* и *L. lagurus,* имеют переходные морфотипы, что характерно для лихвинских фаун. Присутствие одного зуба *Mimomys* и четырех зубов лагурид *P. posterius*, возможно связано с переотложением. Ядро фауны Пивихи сходно с таковым фаун Гуньков и Чигирина и также относится к лихвинскому межледниковью [Маркова, 1982] (рис. 1, 5, 6).

Местонахождение Михайловка 3, Курская область, Михайловский карьер (52º14′6″N, 35º22′12″E). Фауна обнаружена в коричневых суглинках, залегающих под лихвинской почвой. Ниже суглинков в карьере представлены сизые глины, относящиеся к окской ледниковой эпохе. Фауна представлена *Spermophilus* sp., *Clethrionomys* cf. *glareolus, Microtus* ex gr. *middendorfi-hyperboreus*, *Microtus (Stenocranius) gregalis, Ochotona* cf. *pusilla* [Агаджанян, Глушанкова, 1986] (рис. 3, 6).

Несколько **местонахождений** фаун лихвинского возраста были открыты в бассейне Дона: **Верхняя Еманча** (51º33′N, 38º54′E), **Стрелица** (51º36′29″N, 38º54′36″ E), **Владимировка 2** (50º49′54″N, 39º52′57″E), [Агаджанян, 2009, Маркова, 1981, Agadjanian, 1976, Markova, 1990] (рис. 1, 5, 6). Захоронения с фауной в этих разрезах залегают ниже горизонтов каменской и роменской почв и разделяющего их лесса (рис. 6). Днепровская морена в этих разрезах не обнаружена, т.к. днепровское оледенение не проникало в бассейн Дона.

Местонахождения со сходным видовым составом мелких млекопитающих были обнаружены на юго-западе Русской равнины: в разрезе **Колкотова Балка** в г. Тирасполь, бассейн Днестра, Приднестровье, Молдова (46º50′25″N, 29º38′35″E), в отложениях инжавинской ископаемой почвы; в разрезе **Узмари** у пос. Джуржулешть, бассейн Прута, Молдова (45º29′N, 28º12′ E), в разрезе **Озерное**, восточный берег оз. Ялпуг, бассейн Дуная, Украина (45º24′18″N, 28º40′41″E) [Михайлеску, Маркова, 1992, Маркова, 2005] (см. рис. 1, 5, 6). В разрезе Колкотова Балка остатки мелких млекопитающих были отобраны непосредственно из кротовин инжавинской ископаемой почвы, коррелируемой с лихвинским межледниковьем. Инжавинская почва перекрыта толщей с четырьмя ископаемыми почвами (сверху вниз: брянской межстадиальной почвой, мезинским почвенным комплексом, роменской и каменской среднеплейстоценовыми почвами) и разделяющими их лессовыми горизонтами. Ниже инжавинской почвы прослеживается лессовый горизонт, воронская ископаемая почва и сложный комплекс аллювиальных отложений VI надпойменной террасы Днестра [Маркова, 1992, Михайлеску, Маркова, 1992, Dodonov et al., 2006, Markova, 1998].

Наиболее юго-восточное **местонахождение** лихвинского возраста у с. **Отказное** было открыто на Северном Кавказе, в бассейне р. Кума у г. Георгиевска (44º19′44″N, 43º51′15″E). Это местонахождение приурочено к горизонту инжавинской ископаемой почвы (рис. 1, 6). Фауна включает виды открытых ландшафтов: сусликов, степной и желтой пеструшек, слепышей и др. Тафономия этого местонахождения исключает возможность обнаружить в нем остатки водяных полевок. Местонахождение Отказное имеет очень сложную структуру. Мощность лессово-почвенной серии в этом разрезе превышает 130 м. Горизонт инжавинской почвы залегает здесь под каменской, роменской, мезинской ископаемыми почвами и разделяющими их лессовыми горизонтами [Bolikhovskaya et al., 2016].

Наиболее северные **местонахождения** лихвинского возраста были открыты в устье Камы, местонахождение **Рыбная Слобода** (55º27′18″N, 50º09′14″E) (рис. 1, 5, 6) [Маркова, 1992, Markova, Udartcev, 2004], в бассейне Немана, местонахождение **Няравай-2**, Литва (54º34′59″ N, 23º58′30″ E) (рис. 1, 5, 6), в бассейне Западной Двины местонахождение **Смоленский Брод,** Беларусь (55º40′12″N, 31º24′00″E) (рис. 3, 5, 6) [Вознячук и др., 1984, 1979]. Ядро всех этих фаун включает *Arvicola cantianus* и многочисленных *Microtus oeconomus, M.* ex gr. *arvalis* и *M. agrestis* (рис. 1, 5, 6). По мнению А.Н. Мотузко [Мотузко, 1985], фауна Смоленского Брода относится к фазе, предшествующей лихвинскому межледниковью. Однако, средние значения индекса SDQ=124 (n=16) [Вознячук и др. 1979], а также размеры зубов водяных полевок, попадают в пределы величин, характерных для лихвинских *Arvicola*.

Местонахождение Рыбная Слобода, расположенное в устье Камы, самое северо-восточное местонахождение Восточной Европы лихвинского возраста. Видовой состав обнаруженной в нем фауны отражает географическое положение местонахождения. В Рыбной Слободе встречены как многочисленные остатки *Arvicola cantianus,*

Clethrionomys glareolus, Lagurus transiens, Microtus ex gr. *arvalis, M. oeconomus*, *M. agrestis,* типичные для лихвинского межледниковья, так и остатки *Clethrionomys rufocanus*, единственная находка этого вида в плейстоценовых отложениях Русской равнины [Маркова, 1992] (рис. 1, 5, 6).

Многослойное **местонахождение Меджибож 1**, левый берег Южного Буга в 1 км к западу от пгт. Меджибож, Хмельницкая область, Украина (49º26′20″N, 27º24′18″E) содержит артефакты древнего человека разных культур, относящихся к раннему палеолиту (два нижних горизонта) и позднему палеолиту (единичные находки в верхних горизонтах разреза) [Крохмаль, Рековец, 2010; Местонахождение Меджибож…, 2014]. Нижние слои 10–5, содержащие фауну млекопитающих и раннепалеолитические артефакты (ашель), сопоставляются исследователями с лихвинским межледниковьем. Фауна мелких млекопитающих включает *Trogontherium cuvieri, Tr. minus, Micromus sp., Arvicola mosbachensis, Clethrionomys glareolus, Microtus arvalidens, M. arvalinus, M. agrestis*. Обнаружен также пока проблематичный раннепалеолитический горизонт, (Меджибож А), который соотносится с мучкапским межледниковьем. Индекс эмали M/1 *Arvicola* отражен на рис. 5 [Крохмаль, Рековец, 2010; Местонахождение Меджибож…, 2014].

Таким образом, видовой состав фаун включает *Arvicola cantianus, Lagurus transiens* (прогрессивный тип), *Microtus (Pallasiinus) oeconomus, M. (Microtus)* ex gr. *arvalis, M. (Microtus) agrestis, M. (Stenocranius) gregalis*. Остатки корнезубых полевок *Mimomys* и *Pliomys*, а также кости *Microtus (Terricola) arvalidens* и *Microtus (Stenocranius) gregaloides* в этих местонахождения не обнаружены [Маркова, 2004а, 2004б; Markova, 2006].

Местонахождения Восточной Европы, отвечающие лихвинскому межледниковью, содержат водяных полевок характерного строения. Зубы *Arvicola* характеризуются мелкими размерами, в ряде случаев присутствием на M_1 мимомисной складки и средним индексом эмали SDQ = 125–130 [Маркова, 1975, 1981, 1982, Markova, 2006] (рис. 5). Средние значения этого индекса для конкретных изученных местонахождений отображены на рис. 5. К сожалению, значения SDQ пока не опубликованы для зубов водяных полевок из стратотипического местонахождения лихвинского межледниковья Чекалин (гиттия).

Западная Европа

Сложное многослойное **местонахождение Шёнинген** (Германия, 52º08′22″N, 10º57′57″ E) (**Schöeningen,** Germany), включающее серию расположенных в разных частях карьера и на разных геологических уровнях захоронений костей млекопитающих. В ряде случаев обнаружены артефакты человека. Наиболее ранние из захоронений: **Шёнинген 13 1** и **Шёнинген 12 B** содержат остатки *Sorex minutus, Sorex (Drepanosorex) sp., Desmana sp., Castor fiber, Trogontherium cuvieri, Spermophilus* sp., *Dicrostonyx* sp., *Lemmus lemmus, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantianus, Microtus (Terricola) subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus, M. gregalis, Apodemus sylvaticus. Крупные млекопитающие представлены Panthera (Leo) spelaea, Ursus spelaeus, Ursus thibetanus, Palaeloxodon antiquus, Equus mosbachensis, Stephanorhinus kirchbergensis, Sus scrofa, Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Capreolus capreolus, Bos primigenus, Bos/Bison*. Эти местонахождения датируется исследователями межледниковьем гольштейн (МИС 11) и сопоставляются с лихвинскими местонахождениями Восточной Европы [Markova, van Kolfschoten, 2012, van Kolfschoten, 2014] (рис. 1, 5, 6).

Местонахождение Кёрлих H, Германия **(Kärlich H,** 50º24′28″N, 7º29′23″E) расположено в бассейне р. Неувиед (Neuwied) содержит довольно бедную фауну: *Talpa* sp., Sciuridae gen. sp., *Microtus arvalis/ Microtus agrestis, Microtus* sp., *Apodemus* sp., *Mammuthus trogontherii* [van Kolfschoten, Turner, 1996]. Исследователи коррелируют эту фауну с гольштейном (рис. 1, 6).

Бильценглебен II, Тюрингия, Германия **(Bilzingleben II,** 51º19′36″N, 11º 7′30″E**)**. Фауна млекопитающих содержит *Throgontherii cuiveri, Arvicola cantianus (=mosbachensis), Microtus (Terricola) subterraneus, Elephas antiquus, Stephanorhinus kirchbergensis, Ursus spelaeus, Sus scrofa, Capreolus*. Также обнаружены остатки *Macaca sylvanus, Homo* sp. (von Koenigswald, 2007). Для отложений, содержащих фауну Бильценглебена II получена дата ≤414 ±45 тыс.л.н. методами U-Th и ESR [Schwarcz et al., 1988], что указывает также на межледниковье гольштейн (МИС 11). SDQ *Arvicola* равна ~133 [Hienrich, 1990] (рис. 1, 5, 6).

Местонахождение Нииде, Нидерланды (Neede,The Neetherlands, 52º08′6″N, 6º36′37″E). Фауна описана ван Кольфсхотеном (van Kolfschoten, 1990a, 1990b) из отложений суглинка (Neede Clay) и включает: *Sorex* cf. *araneus, Trogontherium cuvieri, Apodemus* sp., *Clethrionomys* cf. *glareolus*, *Arvicola terrestris cantianus*, *Microtini*. Крупные млекопитающие представлены *Equus* sp., *Dicerorhimus mercki, Cervus elaphus*. По пыльцевым данным Neede Clay относится к межледниковью гольштейн (рис. 1, 6).

Местонахождение Рациневес (Račinéves, Czech Republic) (Чешская Республика, бассейн Влтавы, 50º22′30″N, 14º13′12″E) включает остатки *Microtus (Terricola) subterraneus, Arvicola can-*

tianus (=mosbachensis), Stephanorhinus kirchbergensis, Stephanorhinus hemitoehus, Ursus spelaeus и было также отнесено к гольштейну (МИС 11) по присутствию над аллювием с фауной гольштейнской погребенной почвы [Tyráćek et al., 2004]. Видовой состав фауны не противоречит этому утверждению (рис. 1, 6).

Местонахождение Барнфилд Пит, Сванскомб, графство Кент, Великобритания **(Barnfield Pit** Swanscombe, Kent, Great Britain, ~51°25′N, ~0°15 E) расположено в южной части бассейна нижней Темзы, в 5 км к востоку от Дартфорда (Dartford) (Schreve, 2004a) и известно по находке черепа древнего человека и артефактов культур кратон и ашель. Местонахождение с фауной залегает на отложениях оледенения англий. Фауна выделена Д. Шреве в зону млекопитающих Сванскомб (Swanscombe Mammalian Zone, MAZ) [Schreve, 2004a]. Фауна из нескольких слоев включает *Talpa minor, Macaca sylvanus, Homo* sp., *Oryctolagus cuniculus, Trogontherium cuvieri, Arvicola terrestris cantianus, Microtus (Terricola*) *subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus, Ursus spelaeus, Dama dama clactoniana, Stephanorhinus kirchbergensis, St. hemitoechus, Megaloceros giganteus, Bos primigenius, Equus hydruntinus* и др. [Parfitt, 1998]. Особенно показательны находки в местонахождении Барнфилд Пит остатков примитивных *Arvicola terrestris cantianus* с индексом SDQ ~ 140 (n=4) (рис. 1, 5, 6). В верхнем слое обнаружены остатки *Lemmus lemmus.*

Местонахождение Бичес Пит, Саффолк, Великобритания (**Beeches Pit**, West Stow, Suffolk, UK, 52°18′15″N, 0°40′24″E) коррелируется с оптимальной стадией хоксния (=гольштейна). Фауна содержит *Sorex minutus, Neomys* sp., *Talpa minor, Lepus* sp., *Sciurus* sp., *Trogontherium cuvieri, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantiana, Microtus (Terricola)* cf. *subterraneus, Microtus agrestis, Apodemus sylvaticus, Apodemus maastrichiensis, Eliomys quercinus, Usus* sp., *Mustela nivalis, Equus ferus, Stephanorhinus hemitoechus, Dama dama, Cervus elaphus, Bos primigenius* [Preece et al., 2000]. Геохронологическое датирование показало, что местонахождение относится к МИС 11: по данным урановых серий возраст равен 390 – 400 т.л.н., по термолюминисцентному датированию – 471 + 51 т.л.н. [Candy et al., 2013, Preece et al. 2000].

Местонахождение Сауфлит Роуд, Эббсфлит, слой 3 (туф и серые глины) Кент, Великобритания **/Southfleet Road, Ebbsfleet, Unit 3** (tufa and grey clay), N-W Kent, UK, 51°26′16.64″N, 0°18′57.40″E)/ включает остатки *Neomys* sp., *Talpa minor, Sorex minutus, Castor fiber, Clethrionomys glareolus, Apodemus sylvaticus, Arvicola terrestris cantiana, Microtus (Terricola)* cf. *subterraneus, Microtus agrestis, Microtus* sp. Также обнаружены остатки крупных млекопитающих: *Palaeoloxodon antiquus, Stepharhinus hemitoehus, Sus scrofa, Cervus elaphus, Capreolus capreolus* [Wenban-Smith et al., 2006] (рис. 1). В местонахождении также обнаружены артефакты культуры клактон. Исследователи относят это захоронение к МИС 11, к межледниковью хоксний.

Близкая фауна обнаружена в **Клактон-он-Си** в Великобритании (Clacton-on-Sea) (51°47′6″N, 1°84′2″ E), содержащем также палеолитическую культуру клактон [Bridgland, 1994, Wenban-Smith et al., 2006]. В этом местонахождении выявлены богатые палиноспектры, позволяющие уверенно сопоставлять его с межледниковьем хоксний [Turner, Kerney, 1971]. Из стратотипа межледниковья хоксний в местонахождении **Хоксне, слои B2, B1,** Великобритания (**Hoxne, B2 , B1,** Great Britain) (52°21′4,32″N, 1°12′21,6″E) также описана сходная фауна, включающая *Castor fiber, Trogontherium cuvieri, Talpa minor, Microtus (Terricola)* cf. *subterraneus, Lemmus lemmus*. Крупные млекопитающие представлены *Ursus* sp., *Panthera leo*, *Lutra lutra, Stephanorhinus* sp., *Equus ferus, Cervus elaphus, Capreolus capreolus, Dama dama, Macaca sylvanus* [Ashton et al., 2008; Schreve, 2000, 2001a] (рис. 1, 6).

Фауны мелких млекопитающих, синхронные МИС10

Единственное местонахождение мелких млекопитающих было обнаружено в отложениях, перекрывающих осадки лихвинского межледниковья. Фауна **местонахождения Топка (бассейн Дона,** 53°20′21″N, 39°35′10″E), по-видимому, относится к холодному интервалу, коррелируемому с горизонтом борисоглебского лесса [Красненков, Казанцева, 1993]. В этом местонахождении были обнаружены остатки *Arvicola chosaricus*. Полевки подрода *«Terricola= Pitymys»*, характерные для до-окских фаун, в местонахождении Топка обнаружены не были (рис. 2, 6).

Фауны мелких млекопитающих каменского межледниковья (МИС 9)

Восточная Европа

В настоящее время известны три местонахождения мелких млекопитающих, относящиеся к каменскому межледниковью Восточной Европы. Остатки мелких млекопитающих обнаружены в кротовинах каменской ископаемой почвы: **Прилуки** (бассейн Днепра, Украина, 50°35′42″N, 32°23′24″E), **Рассказово** (Окско-Донская равнина, 52°40′20″N, 41°54′E) [Маркова, 1982] (рис. 6, 8).

Колкотова Балка (каменская почва) у г. Тирасполь, Приднестровье, Молдова (46°50′N,

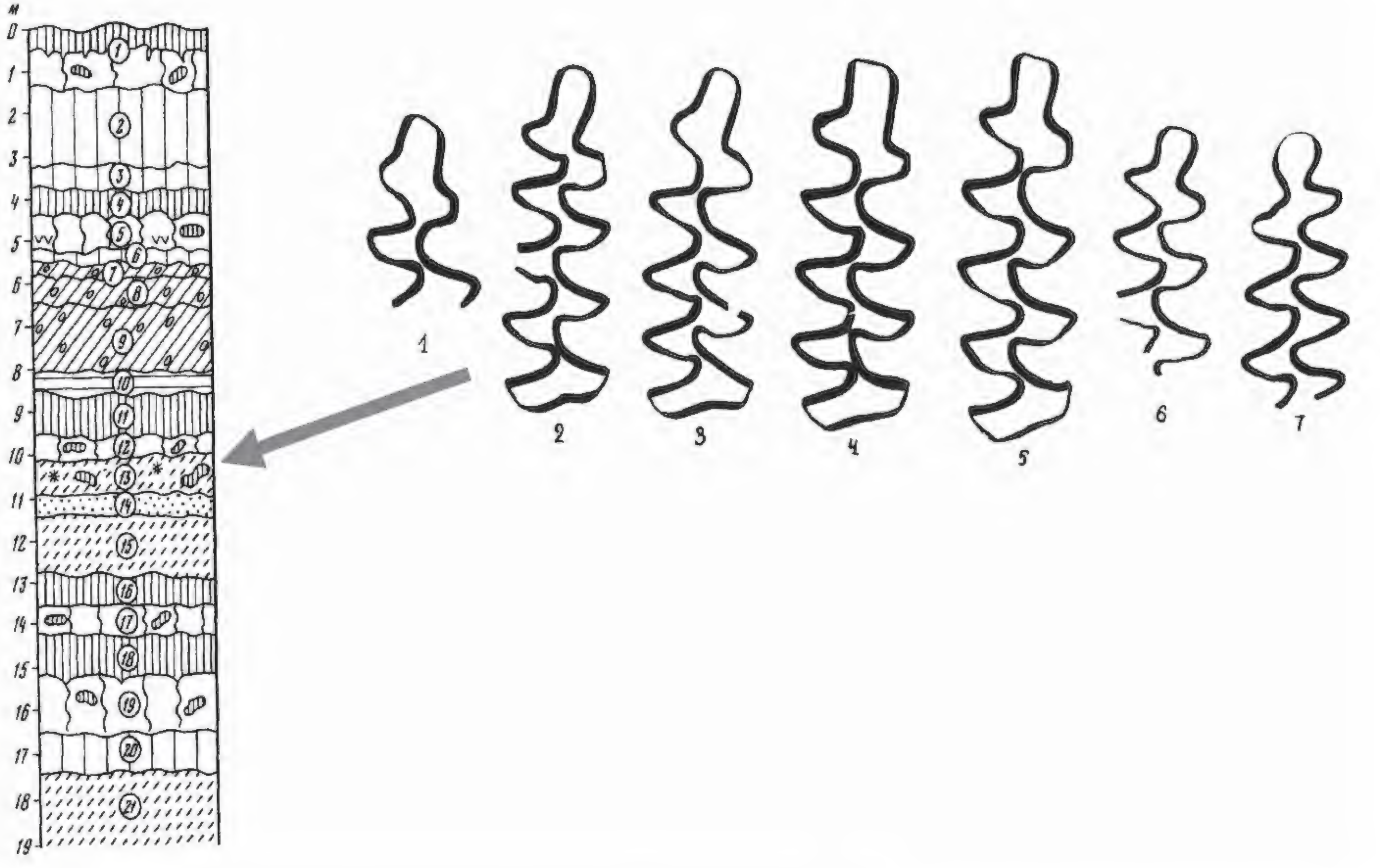


Рис. 8. Схема разреза Прилуки (А) и жевательная поверхность М/*1 Lagurus* ex gr. *transiens- lagurus*

А – сл. 1 – современная почва, сл. 2 – лессовидная супесь палевого цвета, сл. 3 – супесь лессовидная желтоватого цвета, сл. 4 и 5 – мезинский почвенный комплекс, сл. 6–9 – днепровская морена, сл. 10 – суглинок серо-сизового цвета, сл. 11–13 – каменская ископаемая почва, местонахождение остатков мелких млекопитающих, сл. 14 – песок мелкозернистый, сл. 16–19 – ископаемая почва (инжавинская), сл. 20 и 21 – супесь лессовидная; Б – 1-7 – М/1 *Lagurus* ex gr. *transiens-lagurus*

29°36′36″E) (бассейн Днестра) (рис.2, 6). Небольшая фауна мелких млекопитающих отобрана из кротовин каменской почвы и включает остатки степной пеструшки *Lagurus lagurus* [Михайлеску, Маркова, 1992].

К этому интервалу также, видимо, относится **местонахождение Плавни** (Одесская область, Украина, 45°24′18″N, 28°35′24″ E), обнаруженное в лиманно-аллювиальных отложениях 3-ей надпойменной террасы Дуная, и **местонахождение Узунлар (**п-ов Крым, Россия**,** 45°03′N, 36°05′E), приуроченное к лиманно-морским отложениям узунларской трансгрессии Черного моря. Хотя не исключено, что они могут относиться и к МИС 7. Во всех фаунах присутствуют микротины нескольких видов (*Microtus arvalis, Microtus gregalis, M. oeconomus*), большинство морфотипов зубов степных пеструшек рода *Lagurus* близко к таковым *L. lagurus*, хотя в небольшом количестве присутствуют и морфотипы, характерные для *L. transiens*. [Маркова, 1990, Михайлеску, Маркова, 1992, Чепалыга и др., 1986] (рис. 2, 5, 6).

Эти материалы сопоставимы с фауной из стратотипического местонахождения хозарского фаунистического комплекса **Черный Яр** (бассейн Волги, Астраханская область, 48°03′18″N, 46°07′12″E). Фауна Черного Яра с *Arvicola chosaricus, Lagurus lagurus pleistocaenicus, Eolagurus volgensis* была описана Л.П. Александровой [Александрова, 1976], а впоследствии И.В. Кирилловой и А.С. Тесаковым [2004] и выявлена из тех же слоев, что и фауна крупных млекопитающих, описанная В.И. Громовым, на основании которой он выделил хозарский фаунистический комплекс [Громов, 1948], включающий *Mammuthus trogontherii chosaricus, Camelus knoblochi, Megaloceros euryceros germaniae, Bison priscus longicornis, Equus caballus chosaricus*. Водяная полевка *Arvicola chosaricus* является более эволюционно продвинутым видом в сравнении с *A. cantianus* и индикаторна для фаун хозарского комплекса (рис. 2, 5, 6). У степных пеструшек рода *Lagurus* морфотип «lagurus» доминирует в фаунах хозарского комплекса, более архаичные «транзиесные» морфотипы также отмечены среди остатков степных пеструшек, но встречаются в небольших количествах [Маркова, 1982]. В последнее время высказываются предположения, что фауна Черного Яра, возможно, моложе, чем считалось В.И. Громовым и даже может быть отнесена к микулинскому межледниковью. Пока эти предположения не обоснованны детальными исследованиями морфологии костных остатков мелких млекопитающих. Состав крупных млекопитающих не позволяет отнести фауну Черного Яра к микулинскому межледниковью и шкурлатовскому комплексу крупных млекопитающих. Однако хозарская фауна вполне может синхронизироваться с последним потеплением среднего плейстоцена – с роменским межледниковьем.

Несомненно, что фауны мелких млекопитающих, полученные нами непосредственно из горизонта каменской ископаемой почвы, никак не могут по геологическим данным и сопутствующим палеонтологическим материалам, быть отнесены к более молодым отложениям (Прилуки, Рассказово, Колкотова Балка, каменская почва). К сожалению, тафономия этих местонахождений исключает нахождение в них остатков водяных полевок.

Геологическая приуроченность фаун из аллювиальных и лиманно-морских (Черный Яр, Плавни, Узунлар) отложений, возможно, может быть пересмотрена в сторону омоложения и отнесены к МИС 7.

Западная Европа

Местонахождение Шёнинген 13-II (слои 13 II-1, II-2, II-3, II-4) (Schöningen 13-II, Layers 13 II-1, II-2, II-3, II-4, 52°08′22″N, 10°57′57″E) расположено в приблизительно в 1 км к югу от местонахождения Шёнинген 13-1. В местонахождении обнаружены уникальные артефакты древнего человека, в том числе деревянные стрелы. Богатая фауна млекопитающих включает *Sorex minutus, Sorex sp., Neomys newtoni, Desmana sp., Castor fiber, Trogontherium cuvieri, Lemmus lemmus, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantianus, Microtus (Terricola) subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus, M.(Stenocranius) gregalis, Apodemus sylvaticus, Canis lupus* (only in Schö 13 II-4), *Vulpes vulpes, Ursus thibetanus, Mustela erminea, M. nivalis, Mustela* sp., *Martes* sp., *Elephantidae* gen. et ap. indet. (только в Schö 13 II-4), *Equus mosbachensis, E. hydruntinus, Stephanorhinus kirchbergensis, St. hemitoechus, Megaloceros giganteus, Capreolus capreolus, Bos primigenius* (только в Schö 13 II-4), *Bison priscus* (только в Schö 13 II-4), Bos/Bison. Фауна сопоставлена исследователями по геологическим данным и морфологическим характеристикам Arvicolinae с более молодым межледниковьем, чем гольштейнское – с межледниковьем реинсдорф (Reinsdorf) и с МИС 9 [Turner, 1998, van Kolfschoten, 2014] (рис. 2, 5, 6].

Пещерное **местонахождение За Хаджовной Кейв,** Моравия, Чешская Республика (**Za Hájovnou Cave**, Moravia, Czech Republic, ~49°32′N, 17°30′ E) находится в карстовой области Явожишко (Javoříčko Karst) (рис. 2). Местонахождение содержит несколько слоев с фауной. Наиболее богатый материал был получен из слоёв 3b-2a (main bone bed) и включает большое количество

костей *Ursus deningeri*, а также остатки *Panthera* cf. *fossils, Canis* sp., *Bos/Bison* sp., *Sus scrofa, Rupicarpa/Capra* sp. Исследователи относят фауну к гольштейну. Представляется, что фауна этого местонахождения могла существовать и позднее – в рейнсдорфское межледниковье. К сожалению, остатки мелких млекопитающих, видимо, обнаружены не были. По полученным датировкам фауна относится к МИС 9 [Lundberg et al., 2013].

Местонахождение Парфлит, Великобритания (**Purfleet**, Great Britain, 51°29′6″N, 0°15′E) относится исследователями ко второму межледниковью после оледенения англий и сопоставляется с МИС 9 (Bridgland, 1994, Schreve, 2004b, Schreve et al., 2002). Фауна млекопитающих включает 21 таксон. Определены *Myotis* cf. *bechsteini, Sorex araneus, S. minutus, Neomys* sp., *Crocidura* sp., *Macaca sylvanus, Homo* sp. (artefacts), *Castor fiber, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantiana, Microtus agrestis, M. arvalis, Apodemus sylvaticus, Crocuta crocuta, Felis* cf. *silvestris, Palaeoloxodon antiquus, Equus ferus, Dama dama dama, Cervus elaphus, Capreolus capreolus,* Cervidae sp., Bovidae sp. *(Bos or Bison*). Зубы водяных полевок имеют морфологию более продвинутую, чем у *Arvicola* из Барнфилд Пит с SDQ=130, но более архаичную, чем у водяных полевок из местонахождений, коррелируемых с МИС 7 (рис. 2, 5, 6).

Д. Шреве выделила эту фауну в зону Парфлит (Purfleet Mammal Assemblage-Zone – MAZ Purfleet) [Schreve, 2001a].

Местонахождение Гудмор Гроув, о. Марсеа, Эссекс, Великобритания (**Gudmore Grove**, Marsea Island, Essex, UK; 51°47′40.15″N, 0°59′59″E) детально изучено геологически и палеонтологически [Roe et al., 2009]. Комплексные исследования однозначно датируют это местонахождение межледниковьем, отвечающим МИС 9. В состав комплекса млекопитающих входят *Sorex* cf. *araneus, Sorex* cf. *minutus, Neomys* cf. *brouni, Crocidura* cf. *leucodon, Macaca sylvanus, Sciurus vulgaris, Castor fiber, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantianus, Microtus agrestis, M. agrestis or M. arvalis, Apodemus* cf. *sylvaticus, Canis lupus, Ursus arctos, Meles meles, Mustela* cf. *putorius, Equus ferus, Capreolus capreolus*. Коэффициент SDQ Arvicola равен 133,36 (n=48, range 105-147), что указывает на более молодой возраст, чем хоксний, где среднее SDQ равно 140 (рис. 2, 5, 6). Присутствие макаки *Macaca sylvanus* не позволяет датировать местонахождение белее поздним возрастом, чем МИС 9 [Roe et al., 2009]. Данные других методов также указывают на второе межледниковье после оледенения англий.

Фауны мелких млекопитающих, коррелируемые с МИС 8

Фауны Восточной Европы, относящиеся к холодному интервалу МИС 8, пока не обнаружены.

Западная Европа

В южной части Великобритании обнаружено **местонахождение Харнхем**, в междуречье р. Евон и р. Эббле (**Harnham**, Great Britain, interfluves between the Avon and Ebble valleys, 51°03′48″N, 1°48′40″W), датируемое по данным ОСЛ приблизительно 250 тыс. лет назад. Местонахождение содержит артефакты индустрии ашель и относится исследователями к концу МИС 8 [Bates et al., 2014]. С культурным горизонтом связаны находки костей млекопитающих *Apodemus* sp., *Clethrionomys* sp. *Microtus oeconomus*, *Microtus* sp. (рис. 2, 6).

Уникальное многослойное пещерное местонахождение, содержащее среднепалеолитические артефакты, обнаружено в Польше – пещера **Бисник, слой 19,** южная часть Ченстоховской возвышенности **(Biśnic cave, 19 layer,** Czestochowa Upland, Poland 50°25′35″N, 19°49′54″ E) (рис. 2, 5, 6). В пещере из культурных слоев получены и проанализированы материалы от МИС 9 (?) до МИС 2 [Cyrec et al., 2010]. В слое 19, коррелируемом авторами с МИС 8-8/7 и с оледенением Одра, обнаружены остатки холодолюбивых, степных, околоводных и лесных видов: *Ochotona pusilla, Neomys fodiens, Sciurus vulgaris, Glis glis, Sicista betulina, Apodemus flavicollis/sylvaticus, Cricetus cricetus, Cricetulus migratorius, Clethrionomys glareolus, Arvicola amphibious (=terrestris), Dicrostonyx cf. henseli/gulielmi (преобладает), Lemmus lemmus (преобладает), Microtus subterraneus, Microtus arvalis (преобладает), Microtus gregalis (преобладает), Microtus agrestis, Microtus oeconomus (преобладает)*. Крупные млекопитающие представлены *Martes martes, Ursus spelaeus*, *Equus caballus, Capra ibex/caucasica, Alces alces, Capreolus capreolus* [Cyrec et al., 2010, Socha, 2014]. В фауне резко преобладают холодолюбивые (лемминги, узкочерепная полевка) и эврибионтные виды (обыкновенная полевка, полевка-экономка). По индексу эмали водяных полевок (SDQ = 100.65-107.12) фауна сопоставляется со второй половиной среднего плейстоцена. П. Соха указывает, что в слоях 19-14 у M^1 и M^2 копытных леммингов доминирует морфотип “simplicior”, достигающий 73% в выборке. Это также свидетельствует о среднеплейстоценовом возрасте фауны. Представляется, что фауну следует сопоставлять с холодным этапом – МИС 8. Отнесение ее к МИС 7, теплому интервалу среднего плейстоцена, нам представляется неправомочным. Залегающий выше горизонт –

слой 18, относится П. Сохой к МИС 7-7/6 [Socha, 2014]. Судя по приведенному списку грызунов, в котором также доминируют лемминги двух родов, узкочерепная полевка и полевка-экономка, эта фауна также характеризует холодный интервал среднего плейстоцена. Возможно, ее также следует относить к МИС8 (рис. 2, 6).

Фауны мелких млекопитающих, коррелируемые с МИС 7.

Восточная Европа

Фауна **местонахождения Матвеевка** (р. Сула, бассейн Днепра, Черкасская область, Украина, 49º31′N, 32º41′E), возможно, может быть сопоставлена с концом роменского потепления. В разрезе выявлен слой песков и гравелитов с костными остатками мелких млекопитающих. Выше залегает слой лесса и днепровская морена, перекрытая в свою очередь, лессовидным суглинком с горизонтом погребенной почвы [Крохмаль, Рековец, 2010, Рековец, 1994]. В фауне присутствуют *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus suslicus, Spalax* sp., *Cricetus* sp., *Ellobius* sp., *Clethrionomys* sp., *Lagurus lagurus, Eolagurus* sp., *Arvicola chosaricus, Microtus arvalidens, M. arvalis, Microtus (Stenocranius) gregalis, M. oeconomus*. (рис. 3, 6).

Западная Европа

Местонахождение Ляйон Пит, Великобритания, нижнее течение Темзы, в 1 км к северу от Темзы (**Lion Pit,** Great Britain, Lower Thames valley, West Thurrock). В обнажении в нижнем течении Темзы была обнаружена фауна, включающая *Homo* sp., *Apodemus sylvaticus, Vulpes* cf. *vulpes, Ursus arctos, Mammuthus trogontherii, Palaeoloxodon antiquus, Equus ferus, Stepanorhinus kirchbergensis, Cervus elaphus*, *Bos primigenius, Bison priscus* [Schreve, 2004c]. Д. Шреве относит эту фауну к комплексу **Sandy Lane Mammal Assemblage Zone** (рис. 3, 6).

Местонахождение Авелей, Великобритания **(Aveley, Great Britain,** 51º30′06″N, 0º15′12″) обнаружено в карьере и включает *Crocidura* sp., *Sorex minutus, Barbastella barbastellus, Homo* sp.(artefacts), *Castor fiber, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantianus, Microtus agrestis* или *Microtus arvalis, Apodemus sylvaticus, Canis lupus, Ursus arctos, Felis chaus, Panthera leo, Mammuthus trogontherii, Palaeoloxodon antiquus, Equus ferus, Stepanorhinus hemitoechus, Megaloceros giganteus, Cervus elapus, Bos primigenius, Bison priscus.* Фауна относится также к **Sandy Lane Mammal Assemblage zone (MAZ)** и к МИС 7. Водяные полевки характеируются индексом эмали SDQ=120 (Parfitt, 1998, Schreve, 2004c). (рис.3, 5, 6). Фауна **Грейс Террок (Grays Thurrock**, UK, 51º28′30″N, 0º18′36″E) содержит водяных полевок близкого строения [Parfitt, 1998, Schreve, 2004c] (рис. 3, 5, 6).

Местонахождение Вагенинген – Франше Кемп 1, Нидерланды (Wageningen-Fransche Kamp1, the Netherlands, 51º59′N, 05º42′E). Фауна включает *Sorex araneus*, *Crocidura* sp., *Eliomys quercinus, Clethrionomys glareolus, Arvicola cantianus, Microtus arvalis/agrestis, Apodemus sylvaticus, A. maastrichensis*. Фауна, несомненно, отражает теплый интервал. Ван Кольфсхотен коррелирует это местонахождение с межледниковьем, предшествующем оледенению заале и с МИС 7 [van Kolfschoten, 2014] (рис. 3, 5, 6).

Близкая фауна из местонахождения **Маастрихте-Бельведере** (слои 3 и 4), Нидерланды (Maastrichte-Belvédère, 3-4, The Netherlands; 50º52′18″N, 5º403′8″E) по мнению ван Кольфсхотена также отвечает этому потеплению и МИС 7 (рис.3, 5, 6) [van Kolfschoten, 2014, van Kolfscoten et al., 1993, van Kolfscoten and Roebroeks, 1985].

Богатое местонахождение **Веймар-Эрингсдорф (нижний травертин),** Тюрингия, Германия (**Weimar-Ehringsdorf, Lower travertine**, Thuringia, Central Germany, 50º58′60″N, 11º19′0″E) содержит несколько слоев. Нижний травертиновый горизонт (Lower Travertine) содержит *Talpa europea, Sorex minutus, S.* ex gr. *araneus, Ochotona pusilla, Spermophilus citelloides, Cricetus cricetus, Allocricetus bursae, Apodemus maastrichensis, Apodemus sylvaticus, Clethrionomys glareolus, Arvicola cantianus, Microtus oeconomus, Microtus subterarraneus, Microtus gregalis, Elephas antiquus, Stephanorhinus kirchbergensis, Dama dama, Sus scrofa* и др. (Maul, 2000). На основании морфологических особенностей костных остатков (особенно водяных полевок и носорогов) ряд исследователей относят эту толщу к потеплению внутри оледенения заале [Schäfer et al., 2007]. По индексу эмали водяных полевок SDQ =113,5 (Hienrich, 1990) оно соотносится с МИС 7 (7e/7c). Полученные U-series даты показывают принадлежность этой толщи к МИС 7: >350,000–200,000 л.н. [Blackwell and Schwarcz, 1986]. Ван Кольфсхотен также относит это местонахождение к последнему среднеплейстоценовому межледниковью, к МИС 7 [van Kolfschoten, 2014] (рис. 3, 5, 6).

Фауны мелких млекопитающих относящиеся к днепровскому оледенению, оледенению заале (МИС 6)

Восточная Европа

Местонахождение Драбиновка (Полтавская область, Украина, 49º14′N, 34º09′E) описана Л.И. Рековцем [Рековец, 1994]. Фауна млекопитающих

обнаружена гравийно-валунных разнозернистых песках днепровского возраста и включает единичные остатки *Spermophilus* sp., *Ellobius* sp., *Lagurus lagurus, Arvicola* cf. *chosaricus, Microtus (Stenocranius) gregalis* (см. рис. 3, 6).

Местонахождение Данилово (Закарпатье, Украина, 48º09′N, 23º26′E). Фауна получена из аллювия IV террасы р. Теребля, и, по мнению авторов, возможно, отвечает днепровскому оледенению [Крохмаль, Рековец, 2010]. Фауна включает *Spermophilus* sp., *Eolagurus* cf. *luteus, Lagurus* cf. *lagurus, Microtus ex gr. arvalis-agrestis, Microtus gregalis*. Прямых доказательств о днепровском возрасте фауны нет (см. рис. 3, 6).

Одно **местонахождение** обнаружено в Белоруссии: **Жукевичи** (бассейн р. Неман, Гродненская область, 53°17′55″N, 24°03′18″E). Близкая фауна получена из **местонахождения Коневичи** (Смоленская область, 55°36′N, 31°12′E). Оба местонахождения приурочены к отложениям, залегающим на днепровской морене и перекрытым осадками микулинского межледниковья, таким образом, они относятся к самому концу днепровской эпохи. Они содержат холодолюбивую фауну мелких млекопитающих, включающую леммингов двух родов *Dicrostonyx* cf. *simplicior, Lemmus sibiricus, Microtus gregalis, Clethrionomys* aff *glareolus, Arvicola* cf. *chosaricus*. Морфология остатков водяной полевки позволяет отнести ее к среднеплейстоценовой форме *Arvicola* cf. *chosaricus* [Мотузко, 1985] (рис. 3, 6).

Местонахождение Чекалин, Тульская область, бассейн Оки (54º05′42″N, 36º14′42″E). Фауна мелких млекопитающих из флювиогляциальных отложений днепровского оледенения включает *Lemmus sibiricus, Dicrostonyx simplicior, Microtus oeconomus, M. (Stenocranius) gregalis*. В фауне доминируют лемминги двух родов, что свидетельствует о крайне суровой климатической обстановке [Agadjanian, 1976] (рис. 3, 6).

Фауна **местонахождения Стригово** (близ г. Почеп, Брянская область, левый борт р. Деревенье, 52°50′6″N, 33°12′18″E) описана из подморенных косослоистых песков. Фауна включает *Ochotona* ex gr. *pusilla* (2), *Arvicola* sp. (1), *Lagurus* sp. (1), *Dicrostonyx simplicior* (53), *Lemmus* cf. *sibiricus* (11), *Microtus oeconomus* (4), *M. (Stenocranius) gregalis* (3), *Microtus* sp. (9) [Агаджанян, 2009]. Фауна, несомненно, отражает сильное похолодание и, скорее всего, может быть прокоррелировано с началом днепровского оледенения (см. рис. 3, 6).

Местонахождение Волжино (Брянская область, левый берег р. Усы, 53°02′6.72″N, 33°30′54″E) включает остатки *Dicrostonyx* sp. (4), *Microtus oeconomus* (1), *M. (Stenocranius) gregalis* (2), *Microtus* sp. (13). Фауна сопоставляется с началом днепровского оледенения [Агаджанян, 2009] (рис. 3, 6).

Местонахождение Павловка (Брянская обл., правый борт р. Десны; 52º53′2.4″N, 33º58′30″E). Фауна представлена *Lagurus* cf. *lagurus (7), Dicrostonyx* cf. *henseli (19), Lemmus* sp (2)., *Microtus (Stenocranius) gregalis (13), Mammuthus* sp.(1), *Rangifer tarandus* (1) [Агаджанян, 2009]. А.К. Агаджанян относит это местонахождение к концу днепровской ледниковой эпохи (рис. 3, 6).

Местонахождение Алпатьево, бассейн Оки (54º53,8′16″N, 39º19′22″ E), приурочено к отложениям перигляциального аллювия, залегающего на морене днепровского возраста ниже лессово-почвенной серии с мезинской и брянской ископаемыми почвами. Фауна содержит остатки *Ochotona* sp., *Dicrostonyx* ex gr. *simplicior, Lemmus sibiricus*, *Lagurus lagurus, Microtus (Stenocranius) gregalis, Microtus oeconomus* [Маркова, 1992]. Фауна относится к завершающей фазе днепровской ледниковой эпохи (рис. 3, 6).

В **местонахождении Кипиево 1**, бассейн Печоры, республика Коми (65º42′N, 54º45′E) [Агаджанян, 1992] обнаружены остатки *Dicrostonyx* cf. *simplicior* и др. Фауна близка к фауне Алпатьево.

Местонахождение Кипиево 2, бассейн Печоры, республика Коми (65º42′N, 54º45′E) [Агаджанян, 1992]. Местонахождение приурочено к отложениям, залегающим на московской морене. Фауна относится к концу днепровской ледниковой эпохи и содержит остатки копытного лемминга *Dicrostonyx gulielmi,* наиболее характерного для позднего плейстоцена (рис. 3, 6).

В **местонахождении Игоревка,** правый берег р. Сейм, вблизи г. Бурынь (Сумская область, Украина; 51º11′18.24″ N, 33º50′6″E), в отложениях ледникового отторженца днепровского возраста обнаружены остатки *Dicrostonyx simplicior, Arvicola* ex gr. *cantianus, Lagurus lagurus*. В Игоревке копытные лемминги сходны с леммингами первой половины днепровского оледенения. Водяные полевки, однако, имеют довольно архаичную структуру зубов, напоминающую таковую *A.cantianus* [Маркова, 1992] (рис. 3, 5, 6).

Западная Европа

Местонахождение Ариендорф 1, Германия (Ariendorf 1, Germany, 50º32′N, 07º17′E). Фауна содержит *Talpa* sp., *Sorex minutus, Spermophilus* cf. *undulates, Cricetus cricetus* cf. *praeglacialis, Dicrostonyx* sp., *Lemmus lemmus, Arvicola cantianus (=terrestris* ssp.A), *Microtus arvalis/agrestis, M. gregalis, M.oeconomus, Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Bison* vel *Bos*. Фауна отражает сильное похолодание и синхронизируется с первой половиной оледенения заале [van

Kolfschoten, 1990a, 1990b, von Koenigswald, 1999] (рис. 3, 6).

Пещерное **местонахождение Херсбрук, Германия (Hersbruck**, Fränkischer Jura, Germany, 49º30′26″N, 11º25′30″ E) включает *Arvicola cantiana terrestris, A.greeni, A.praeceptor, Clethrionomys glareolus* group, *Dicrostonyx intermedius, Lemmus lemmus, Microtus arvalinus-arvalis-agrestis* group, *Microtus delusorius, M. nivalinus-nivalis* group, *M.oeconomus, M. gregaloies, Pitymys subterraneus* и др. [von Koenigswald and Tobien, 1990]. Исследователи отмечают, что эта фауна требует ревизии. Они коррелируют фауну Херсбрука с оледенением заале. Присутствие *Microtus gregaloides* дает представление о более раннем возрасте этого местонахождения. Не исключено, что имеется смешение костных остатков разного возраста, что часто происходит в пещерных захоронениях (рис. 3, 6).

Пещерное **местонахождение Бисник, слои 15-14,** южная часть Ченстохофской возвышенности, Польша **(Biśnic cave, 15-14 layers,** Czestochowa Upland, Poland, 50º25′35″N, 19º49′54″ E). По данным П. Сохи фауна слоев 15-14 может коррелироваться с МИС 6-6/5e и с оледенением заале или с переходом от заале к эему. В фауне доминируют полевки трех видов: *Microtus arvalis, M.gregalis, M. oeconomus*. В меньшем количестве присутствуют *Dicrostonyx cf. henseli/gulielmi, Lemmus lemmus, Arvicola amphibious, Microtus agrestis* [Socha, 2014]. Удивительны находки в этих слоях единичных остатков дикобраза *Hystrix brachyura,* экологически резко отличающегося от вышеперечисленных видов. Вероятно, существует определенное смешение остатков грызунов, относящихся к разным климатическим интервалам (рис. 3, 6).

Пещерная палеолитическая стоянка **Дещова, слои I-IV,** расположенная в Польше на Ченстоховской возвышенности (**Deszczowa** cave, layers I-IV, 50º35′15″N, 19º32′34″E) содержит остатки *Dicrostonyx simplicior, Vulpes praeglacialis, Gulo schlosseri, Panthera spelaea fossils, Microtus oeconomus malei*. Слои I-IV относятся исследователями к оледенению заале [Nadachowski et al., 2009, Krajcarz, 2012] (рис. 3, 6).

Местонахождение Ренен, Нидерланды (Rhenen, The Netherlands, 51º57′54″N, 5º34′12″E) приурочено к ледниковой гряде, сформированной в оледенение заале. Обнаружена фауна мелких млекопитающих, включающая *Neomys* sp., *Talpa europaea, Desmana moschata, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris* ssp. B, *Microtus agrestis/arvalis, Apodemus sylvaticus*, относимая автором ко второй, последней теплой фазе (интерстадиалу) внутри оледенения заале [van Kolfschoten, 1990a, 1990b] (рис. 3, 6).

Всемирно известная стоянка **Грот де Лазаре**, Французская Ривьера, (**Grotte de Lazaret**, Alpes maritimus**,** France, 43º41′27.50″N, 7º17′41.25″E) знаменита тем, что в ней обнаружены остатки древнего человека *Homo heidelbergensis* и артефакты позднеашельской культуры. В гроте находятся остатки древней хижины. Кости млекопитающих включают: *Marmota marmota, Eliomys quercinus, Cricetus cricetus, Microtus arvalis, Pitymys duodecimcostatus, Arvicola terrestris, Clethrionomys glareolus, Pliomys lenki, Apodemus sylvaticus* (рис. 3, 5). Ж. Шалин относит местонахождение к концу среднего плейстоцена [Chaline, 1972]. По индексу эмали *Arvicola* фауна относится к концу среднего плейстоцена (рис. 5). Также обнаружены многочисленные кости *Canis lupus, Vulpes vulpes, Panthera (Leo) spelaea, Panthera pardus, Lynx spelaea, Felis sp., Ursus spelaeus, U. Arctos, Meles meles, Cervus elaphus, Dama dama, Rangifer tarandus, Capreolus capreolus, Megaloceros giganteus, Capra ibex, Bos primigenius, Bison priscus, Rupicarpa rupicarpa, Stephanorhinus kirchbergensis, Coelodonta antiquitatis, Equus caballus, Elephas antiquus*. Удивительны находки на этой широте костей северного оленя, а также сурка и хомяка, что свидетельствует о похолодании – оледенении. Богатый видовой состав фауны может быть объяснен тем, что этот регион являлся рефугиумом в период похолодания. Стоянка датируется по U-Th и ESR изотопно-кислородной стадией 6 – последним оледенением среднего плейстоцена (рис. 3, 5, 6).

Заключение

Таким образом, материалы, относящиеся ко второй половине среднего плейстоцена, дают представление о значительной сложности геологической и климатической истории интервала среднего плейстоцена между окским (эльстерским) и днепровским (заале) оледенениями. Проанализированный материал позволил установить видовой состав мелких млекопитающих лихвинского (гольштейнского= хокснинского), каменского (=рейнсдорфского=парфлит), роменского (шёнингского =санди лейн) межледниковий Европы, а также разделяющих их похолоданий. На протяжении теплых эпох этого периода в Восточной Европе сформировалось как минимум три ископаемые почвы, разделенные горизонтами лессов. Большинство этих слоев охарактеризовано данными мелких млекопитающих, различающимися по своему эволюционному уровню [Агаджанян, 2009, Маркова, 1982, 2005, Рековец, 1994, Markova, 2006]. Многочисленные местонахождения мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена Западной Европы также

отражают сложную ландшафтно-климатическую историю этого периода [Chaline, 1972; Hienrich, 1990; Pafitt, 1998; Schreve, 2004a,b,c, 2001a, Socha, 2014; van Kolfschoten and Toebroeks, 1985] свидетельствующую о как минимум трех значительных потеплений межледникового ранга (МИС 11, МИС 9, МИС 7) и разделяющих их периодов похолоданий. Завершается этот период днепровской (заале=вольстониан) ледниковой эпохой (МИС 6). Большинство из интервалов второй половины среднего плейстоцена Западной Европы имеет фаунистическую характеристику.

Наиболее раннее из них – **лихвинское** межледниковье коррелируется с межледниковьем **гольштейн (=хоксний**) (Holstenian =Hoxnian) в Западной Европе. По палинологическим данным этому межледниковью отвечают местонахождения Ниидe, Хоксне, Барнфилд Пит, Бичес Пит, Бильценглебен II, Шёнинген 13 I, Шёнинген 13 DB, Кёрлих Н и др. [Chaline, 1972; Hienrich, 1990; Schreve, 2004a; van Kolfschoten, 1990b, 2014; von Koenigswald and van Kolfschoten, 1996, von Koenigswald and Hienrich, 1999]. Во всех этих местонахождениях обнаружены остатки *Arvicola cantianus* (*A. terrestris cantianus*, по Т. ван Кольфсхотену), *Sorex* cf. *araneus*, *Microtus agrestis,* и *M. arvalis*. Важно отметить, что такие виды как *Sorex (Drepanosorex) savini, Pliomys episcopalis, Microtus (Stenocranius) gregaloides, M. (Terricola) arvalidens* не характерны для этого межледниковья (рис. 1, 6, 7, 10). Подобный видовой состав фаун гольштейна и хоксния Западной Европы позволяет уверенно коррелировать их с фаунами лихвинского межледниковья Восточной Европы.

Похолодание, последовавшее за лихвинским межледниковьем (МИС 10), охарактеризовано пока крайне слабо. К нему относится единственное местонахождение мелких млекопитающих – местонахождение Топка (бассейн Дона), [Красненков, Казанцева, 1993]. В этом местонахождении были обнаружены остатки *Arvicola chosaricus*. Полевки *«Terricola»* в местонахождении Топка обнаружены не были.

Более молодое межледниковье, коррелируемое с МИС 9, на Русской равнине получило название **каменского** (Прилуки, Рассказово, Узунлар и др. местонахождения). В Западной Европе ему отвечает **рейнсдорфское** межледниковье [van Kolfschoten, 2014], в Великобритании – межледниковье **парфлит** [Schreve, 2004b]. Фауны Парфлита, Грей Террока, Кёрлиха Н и др. коррелируются с этим междедниковьем. Для этого межледниковья характерны водяные полевки *Arvicola* несколько более прогрессивного облика, чем в лихвинское (гольштейнское) межледниковье. В Восточной Европе с этим интервалом коррелируются фауны с *Arvicola chosaricus*, *Lagurus* aff. *lagurus* (рис. 2, 5, 6, 10).

Для последующего похолодания (МИС 8) имеется очень мало данных. В британском местонахождении Харнхем с *Apodemus* sp., *Clethrionomys* sp. *Microtus oeconomus*, *Microtus* sp., остатки наиболее диагностичных видов таких как *Arvicola, Microtus (Stenocranius), Lagurus* отсутствуют, но данные датирования OSL позволяют отнести его к МИС 8 [Bates et al., 2014].

Наиболее позднее потепление второй половины позднего плейстоцена, **роменское** потепление (потепление **санди лейн** в Великобритании, **шёнингское** межледниковье в Центральной Европе) характеризуется дальнейшими эволюционными преобразованиями в филетической линии водяных полевок, выразившихся в изменении отношения эмали зубов [Schreve, 2004c]. В Восточной Европе этому потеплению, вероятно, отвечают материалы местонахождения Матвеевка (бассейн Днепра) с *Lagurus lagurus u Arvicola chosaricus* [Рековец, 1994]. По палинологическим данным это межледниковье хорошо выражено в Восточной Европе [Болиховская, 1995]. В Западной Европе к этому времени относятся местонахождения Ляйон Пит, Авелей, Вагенинген-Франше-Кемп 1, Маастрихт-Бельведере 3,4, Веймар-Эрингсдорф (ниж. травертин) и др. (рис. 2, 5, 6, 9, 10).

Завершает средний плейстоцен сложная днепровская ледниковая эпоха = оледенение заале =вольстониан (МИС 6). Для этого времени имеется достаточное количество данных по фаунам мелких млекопитающих. Фауны этого времени включают холодолюбивые виды *Dicrostonyx simplicior, Lemmus sibiricus, L. lemmus*. Широкое распространение в это время получили узкочерепные полевки *Microtus (Stenocranius*) (рис. 3, 5, 6).

Таким образом, проведенный комплексный анализ териологических и геологических данных второй половины среднего плейстоцена Европы, убедительно показал серьезные эволюционные изменения фаун мелких млекопитающих на протяжении второй половины среднего плейстоцена и позволил выявить изменения природно-климатической обстановки. На основе изменений в филетических линиях Arvicolinae удается провести корреляцию западноевропейских и восточноевропейских местонахождений (рис. 5, 6, 9, 10). Микротериологические данные являются основой для построения биостратиграфических схем среднего плейстоцена и плейстоцена в целом.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ N 13-05-00056.

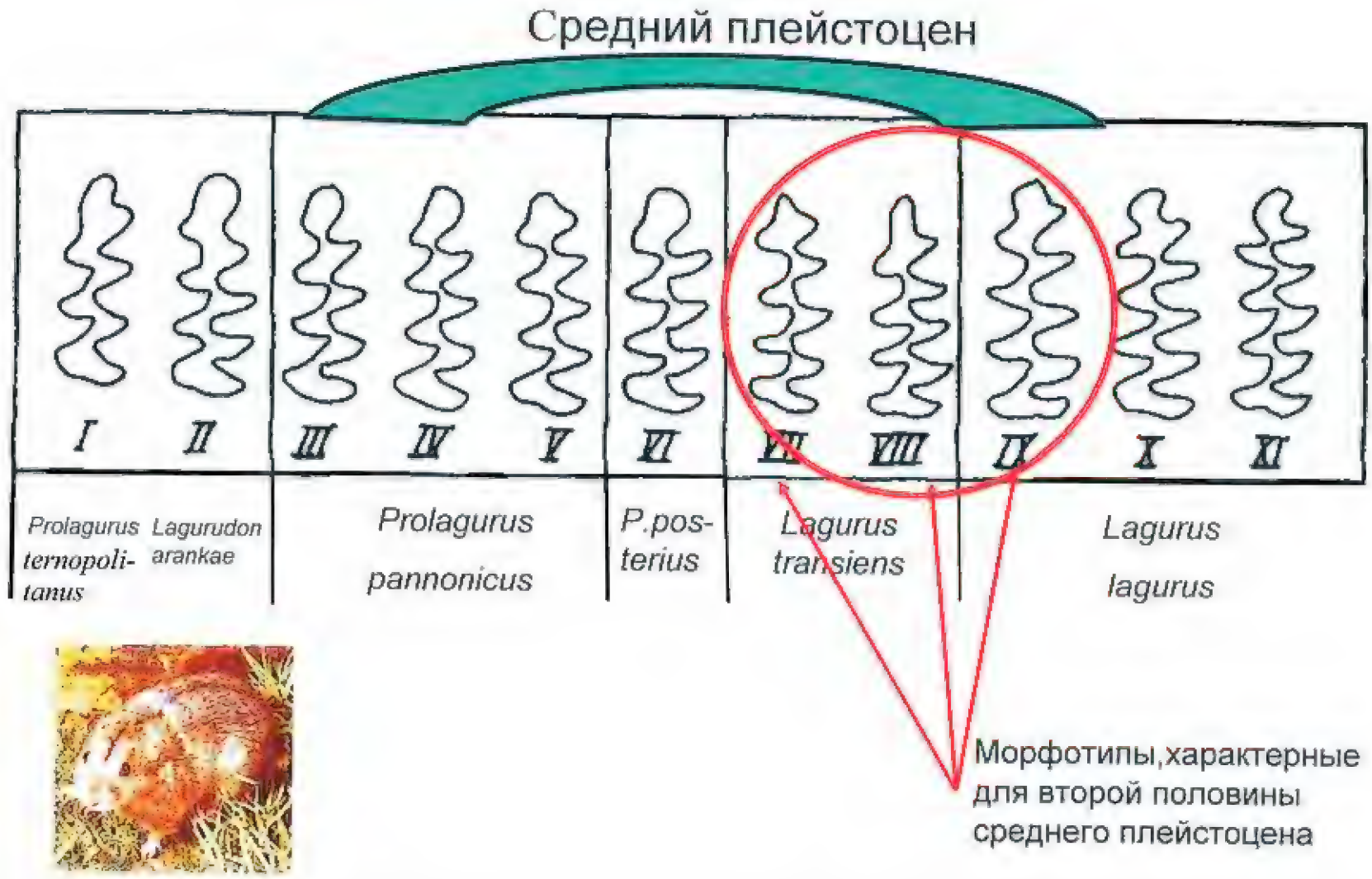


Рис. 9. Эволюция Lagurini в плейстоцене по данным Восточной Европы (по Марковой, 1975, 1982)

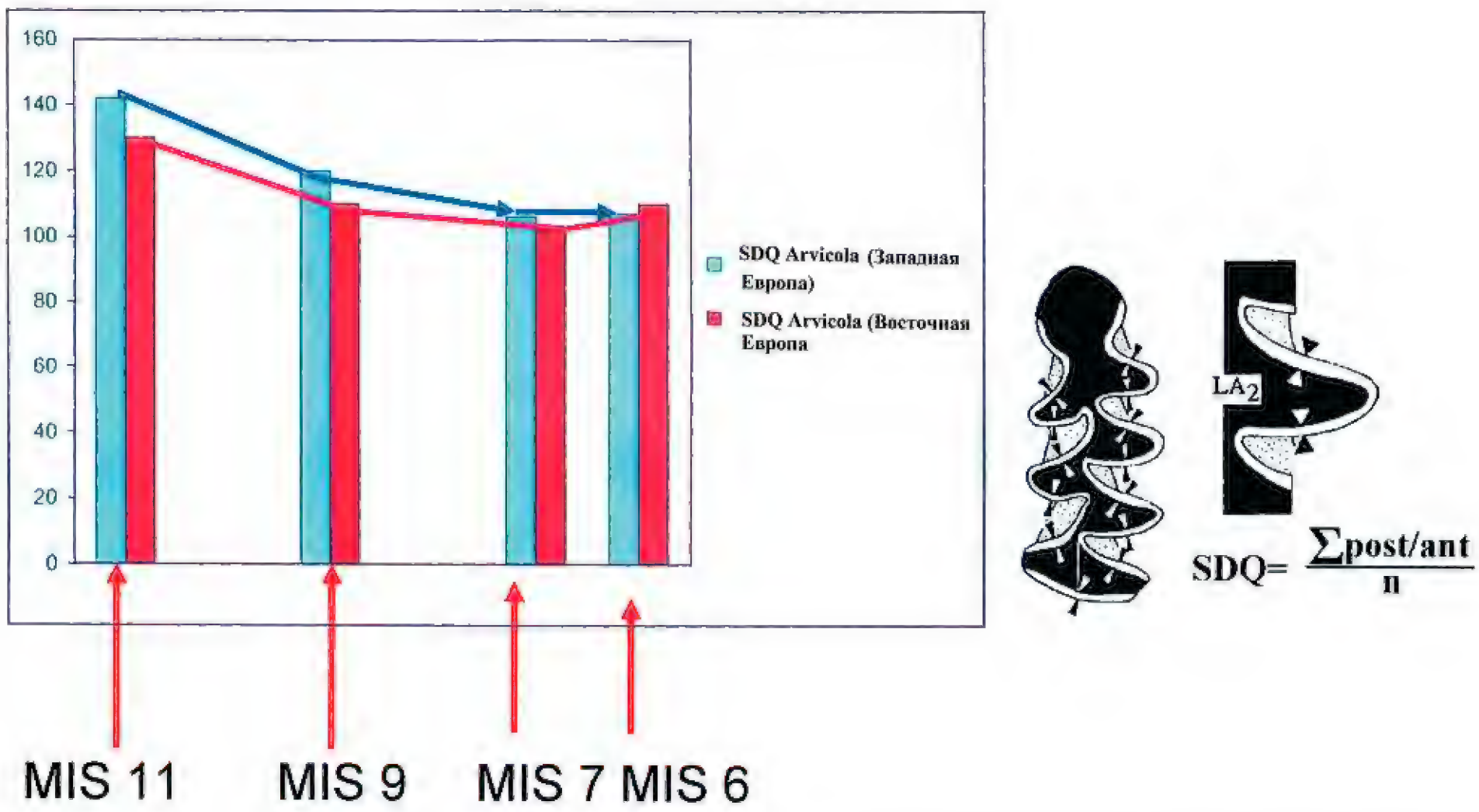


Рис. 10. Изменения индекса эмали зубов (SDQ) водяных полевок *Arvicola* во второй половине среднего плейстоцена по материалам европейских местонахождений

Автор очень благодарен А.Ю. Пузаченко за помощь при составлении карт местонахождений млекопитающих второй половины среднего плейстоцена. Автор признательна за консультации проф. Т. ван Кольфсхотену, проф. Д. Шреве и Др. Л. Маулю.

Литература

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины // Труды палеонтологического института. М.: Наука. 2009. Т. 289, 674 с.

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М. Институт географии. 1992. С. 37–49.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена центра Русской равнины // М. МГУ. Географический факультет. Депонировано ВИНИТИ. № 5684-1386. 1986. 163 с.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М. Наука // Труды геол. Ин-та АН СССР, вып. 291. 1976. 96 с.

Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). 1989. Тр. ГИН АН СССР, т. 455. 109 с.

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С., Судакова Н.Г. Стратиграфическое и корреляционное значение Чекалинского (Лихвинского) опорного разреза плейстоцена Русской равнины // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т.4. № 3. С. 86–97.

Величко А.А., Като Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лессово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья. *ДАН*. 2009. Т. 428, № 6. С. 815–819.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Чепалыга А.Л. Разрез Гуньки. Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и стратиграфия. М.: Инст. Географии РАН. 1997. С. 60–79.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А. Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М. Наука, 1992. С. 28−33.

Вознячук Л.Н., Кондратене О.П., Мотузко А.Н. О новых находках фаун лихвинских мелких млекопитающих Прибалтики и сопредельных районов // Вильнюс. Инст. Зоологии и паразитологии Литовской ССР. 1984. С. 105–121.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Санько А.Ф., Мотузко А.Н., Назаров В.И., Шалабода В.Л. Межледниковые отложения Смоленский Брод на Западной Двине (Беловежский район Смоленской области) // Новое в геологии антропогена Беларуссии. Минск: Наука и Техника. 1979. С. 64–79.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. ГИН АН СССР. Сер. 17. Вып. 64. 1948. 521 с.

Губонина З.П. Палинологические исследования основных горизонтов лессов и ископаемых почв южной части Русской равнины // Проблемы общей и региональной палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. 1975. М.: Наука. С. 153–168.

Кириллова И.В., Тесаков А.С. Водяная полевка (*Arvicola*, Arvicolinae, Rodentia) из хозарских отложений Нижней Волги. Экология Антропогена и Современности: Природа и Человек. СПб: Гуманистика, 2004. С. 138–139.

Красненков Р.В., Казанцева Н.Е. Открытие раннеднепровского аллювия в составе террас Верхнего Дона //Бюллетень региональной межведомственной комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 2, М. 1993. С. 153–161.

Крохмаль А.И., Рековец Л.И. Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. Киев. 2010. 331 с.

Маркова А.К. Фауны мелких млекопитающих Европы первой половины среднего плейстоцена // Известия РАН, Серия геогр. 2016, № 1. С. 87–102.

Маркова А.К. Фауны мелких млекопитающих Европы конца раннего – начала среднего плейстоцена // Известия РАН, Серия геогр. №5, 2014. С. 83–98.

Маркова А.К. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледниковья по материалам фаун мелких млекопитающих Восточной Европы // Известия РАН, Серия географическая, №2, 2005. С. 39–51.

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // География, общество, окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных систем геосистем. Москва, Городец, 2004a. С. 583–598.

Маркова А.К. Лихвинская фауна мелких млекопитающих у с. Рыбная Слобода (устье Камы) и ее положение в последовательности среднеплейстоценовых фаун Европы // Экология антропогена и современности: Природа и Человек. СПб. Гуманистика, 2004b. С. 137–141.

Маркова А.К. Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 50–94.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

Маркова А.К. Морфологические изменения зубов водяных полевок в плейстоцене . Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука. 1981. С. 91–110.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Приднепровья и их значение для палеогеографии и стратиграфии // Автореф. Диссер. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М.: Институт географии АН СССР. 1975. 24 с.

Местонахождение Меджибож и проблемы изучения нижнего палеолита Восточноевропейской равнины. Сборник научных статей / под ред. В.Степанчука, Меджибож-Тернополь-Киев: Тернополь: ООО «Терно-граф», 2014. 256 с.

Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев, Штиинца. 1992. 311 с.

Мотузко А.Н. Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Минск, Наука и техника. 1985. С.173–188.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев, Наукова думка. 1994. 362 с.

Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна узунларского стратотипического горизонта плейстоцена Черного моря // Доклады Академии Наук. 1986. Т. 290, №2. С. 433–437.

Шик С.М. Неоплейстоцен центра Европейской России (современные представления о стратиграфии и палеогеографии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 2. С. 108–120.

Agadjanian A.K. Die Entwicklung der Lemminge der zentralen und östlichen Paläarktis im Pleistozän. Mitt. Bayer. Staatssamml.Paläont.hist.Geol. No18, 1976. P. 53–64.

Agadjanian A.K. Quartäre Kleinsäuger aus der Russishen Ebene // Quartär, 27/28/. 1977. P. 111–145.

Ashton N., Lewis S.G., Parfitt S.A., Penkman K.E.H. and Coope G. R. New evidence for complex climate change in MIS 11 from Hoxne, Suffolk, UK // Quat Sci Rev. No 27(7-8), 2008. P. 652–668.

Bates M.R., Wenban-Smith F.F., Bello S.M., Bridgland D.R., Buck L.T., Collins M.J., Keen D.H., Leary J., Parfitt S.A., Penkman K., Rhodes E., Ryssaer C., Whittaker J.E. Late persistence of the Acheulian in southern Britain in an MIS 8 interstadial: evidence from Harnham, Wiltshire. Quaternary Science Reviews 101 (2014) 159–176.

Blackwell B. and Schwarcz H.P. U-Series analyses of the Lower Travertine at Ehringsdorf, DDR// Quaternary Research. V. 25, No 2. 1986. P. 215–222.

Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quaternary International. 2015. doi: 10.1016/j.quaint.2015.09.06.

Bridgland D.R. Quaternary of the Thames // Geological Conservation Review Series. 7. Chamman and Hall. London. 1994.

Chaline J. Les rongeurs de Pleistocene Moyen et Superieur de France. Paris // Editions du Centre National de la Recherche Scientifique. 1972. 395 p.

Candy I., Schreve D.C., Sherriff J. and Tye G.J. Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial // Earth Science Reviews. 2013, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.09.006.

Cyrek K., Socha P., Stefaniak K., Madeyska T., Miros1aw-Grabowska J., Sudoł M., Czyżewski Ł. Palaeolithic of Bisnik Cave (Southern Poland) within the environmental Background // Quaternary International. 2010. No 220. P. 5–30.

Hienrich W.- D. Zur biometrischen Erfassung eines Evolutionstrends bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän Thüringens // Säugetierkdl. Inform., 2, Berlin. 1978. P. 3–21.

Hienrich W.-D. Some aspects of evolution and biostratigraphy of *Arvicola* (Mammalia, Rodentia) in the central European Pleistocene // Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolids. Prague. 1990. P. 165–180.

Grün R. and Schwartz H.P. Revised open system U-series/ESR age calculations for teeth from Stratum C at the Hoxnian interglacial type locality, England // Quaternary Science Reviews. 2000. 19. P. 1151–1154.

Dodonov A.E., Zhou L.P., Markova A.K., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M., Aleksandrovski A.L. and Simakova A.N. Middle–Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area // Quaternary International. 2006. No 149. P. 44–54.

*Krajcarz M.T.*Small fossil wolverine *Gulo* from Middle Pleistocene of Poland. Acta zoologica cracoviensia, 2012. 55(1). P. 79–87.

Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. A Pliocene – Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d180 records // Paleoceonography 20. 2005. PA1003. Doi:10.1029/2004PA001071.

Lundberg J., Musil R., Sabol M. Sedimentory history of Za Hajovnou Cave (Moravia, Czech Republic): a unique Middle Pleistocene palaeontological site. Quaternary International. No 137. 2013. P. 1–14.

Markova A.K. Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. Vol. 149, No 1. 2006. P. 67–79.

Markova A. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International, V.160, No 1. 2007. P. 100–111.

Markova A.K. Pleistocene rodents of the Central and Southern Russian Plain // Quaternary Paleozoology in the Northern Hemisphere, Illinois State Museum Scientific papers, Vol. XXVI, (J.J.Saunders, B.W.Styles, Gennady F. Baryshnikov, eds.). 1998. P. 119–143.

Markova A. K. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International, Vol.160. No 1. 2007. P. 100–111.

Markova A.K. Pleistocene microtheriofauna of the European part of USSR //Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolids. Praha. 1990. P. 313–338.

Markova A.K. and van Kolfschoten T. Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern and Western Europe: chronology, correlation // Geography, environment, sustainability. №4 (Vol.05). 2012. P. 17–23.

Markova A.K. and Puzachenko A.Yu. The European small mammal faunas related to the first half of the Middle Pleistocene // Quaternary International. Vol. 420. 2016. P. 378–390. doi:10.1016/j.quaint.2015.07.067.

Markova A.K. and Udartcev V.P. Rybnaya Sloboda (Russia): the easternmost Likhvin small mammal fauna and its position in the Middle Pleistocene sequence // Terra nostra. 18th International Senckenberg conference. Conference volume (Edited by L. Maul and R. Kahlke), 2004. P. 161.

Markova A.K. and Vislobokova I.A. Mammal faunas in Europe at the end of the Early – beginning of the Middle Pleistocene // Quaternary International. Vol. 420. 2016. P. 363–377. doi.10.1016/j.quaint.2015.07.065.

Maul L.C. Die Fossilfundstelle Weimar-Ehringsdorf – Eine Überisicht // Geowiss. Mitt. Thüringen, Beih. 10. 2000. P. 167–174.

Nadahowski A., Žarski M., Urbanowski M., Wojtal P., Miekina B., Lipecki G., Ochman K., Krawczyk M., Jakubowski G., Tomek T. Late Pleistocene Environment of the Czêstochowa Upland (Poland) Reconstructed on

the Basis of Faunistic Evidence from Archaeological cave Sites. Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, Kraków. 2009. 112 p.

Parfitt, S. The interglacial mammalian fauna from Barnham. In: N. Ashton, S.G. Lewis & S. Parfitt (Eds.). Excavations at the Lower Palaeolithic Site at East Farm, Barnham: 1989–94 // British Museum Occasional Paper. British Museum Press, London. No125. 1998. P. 111–147.

Preece R.C., Bridgland D.R., Lewis S.G., Parfitt S.A., Griffits H.I. Beeches Pit, West Stow, Suffolk (TL 798719)// The Quaternary of Norfolk and Suffolk. Field Guide. Quaternary Research Association. London. 2000. P. 185–195.

Roe H.M., Coope G.R., Devoy R.J.N., Harrison C.J.O., Penkman K.E.N., Preece R.C., and Schreve D.C. Differentiation of MIS 9 and MIS 11 in the continental record: vegetational, faunal, aminostratigraphic and sea-level evidence from coastal sites in Essex // UK *Quat Sci Rev*. November. V. 28 (23-24) 2009. P. 2342–2373.

Röttger U. Schmeltzbandreiten an Molaren von Schermausen (*Arvicola* Lacepede, 1801) // Bonner zoologische Beiträge, No. 38. 1987. P. 95–105.

Schäfer D., Heinrich W.-D., Bohme G., Steiner W. Aspects of the geology, palaeontology and archaeology of the travertine site of Weimar-Ehringsdorf (Thuringia, Central Germany) // Cour. Forsch.-Inst. Sengenberg, 2007. No 259. P. 141–147.

Schreve D.C. The mammalian fauna of Barnield Pit, Swanscombe, Kent. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide // EuroMam UK. 2004a. P. 29 –48.

Schreve D.C. Late Middle Pleistocene (MIS 9) river Thames terrace deposits at Purfleet, Essex. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide // EuroMam UK. 2004b. P. 49 –67.

Schreve D.C. The mammalian fauna of the penultimate (MIS 7) interglacial in the lower Themaes valley. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide // EuroMam UK. 2004c. P. 69–79.

Schreve D.C. The vertebrate assemblage from Hoxne, Suffolk // In: Lewis, S.C., Whiteman, C.A. (eds.) // The Quaternary of Norfolk and Suffolk. Field Guide. Quaternary Research Association (London). 2000. P. 155–164.

Schreve D.C. Differentiation of the British late Middle Pleistocene interglacials: the evidence of the mammalian biostratigraphy // Quaternary Sciences Reviews. Vol. 20/16-17. 2001a. P. 1693–1705.

Schreve D.C. Mammalian evidences from fluvial sequences for complex environmental change at the oxygen isotope substage level // Quaternary International. Vol. 79. 2001b. P. 65–74.

Schreve, D.C. and Bridgland D.R. Correlation of English and German Middle Pleistocene fluvial sequences based on mammalian biostratigraphy // Netherlands Journal of Geosciemces/Geologie en Mijnbouw Vol. 81 (3-4). 2002. P. 357–373.

Schreve, D.C., Bridgland, D.R., Allen, P., Blackford, J.J., Gleed-Owen, C.P., Griffiths, H.I., Keen, D.H. and White, M.J. Sedimentology, palaeontology and archaeology of the late Middle Pleistocene River Thames terrace deposits at Purfleet. Essex, UK // Quaternary Sciences Reviews. Vol. 21. 2002. P. 1423–1464.

Schwarcz H.P., Grün R., Mania D., Brunnacker K., Latham A.G. The Bilzingsleben archaeological site: new dating evidence // Archaeometry. 1988. No 30. P. 5–17.

Socha P. Rodent palaeofaunas from Biśik Cave (Krakow-Częstochowa Upland, Poland): palaeoecological, palaeoclimatic and biostrtigraphic reconstruction // Quaternary International, No 326–327, 2014. P. 64–81.

Turner. C. Volcanic maars, long quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. 1998. 47/48. P. 41–49.

Turner C. and Kerney M.P. A note of the age of freshwater beds of the Clacton Channel // Quaternary Journal of the Geological Society of London. No 127. 1971. P. 87–93.

Tyráček J., Westaway R. and Bridgland D.R. 2004. River terraces of the Vltava and Labe (Elbe) system, Czech Republic, and their implications for the uplift history of the Bohemian Massif // Proceedings at Geologists Association. No 115. 2004. P. 347–357.

Van Kolfschoten T. The evolution of the mammal fauna in the Netherlands and the middle Rhine area (Western Germany) during the late Middle Pleistocene // Mededelingen Rijks Geologishe Dienst, 1990a. V. 43 (3). P. 1–69, Haarlem.

Van Kolfschoten T. Review of the Pleistocene arvicolid faunas from the Netherlands // Int.Symp.Evol.Phyl. Biostr.Arvicolids. 1990b, Praha. P. 255–274.

Van Kolfschoten T. Die Vertebraten des Interglazials von Schöningen 12B // Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift. No 34. 1993. P. 623–628.

Van Kolfschoten T. The Palaeolithic locality Schöningen (Germany): A review of the mammalian record // Quaternary International. No 326–327. 2014. P. 469–480.

Van Kolfschoten T., Roebroeks W. and Vanderberghe J. 1993. The Middle and Late Pleistocene sedimentary and climatic sequence at Maastrichte-Belvedere: the type Locality of the Belvedere Interglacial // Mededelingen Rijks Geologische Dienst. Vol. 47. 1993. P. 81–91.

Van Kolfschoten, T. and Roebroeks W. (eds.). Maastricht-Belvedere: Stratigraphy, Palaeoenvironment and Archaeology of the Middle and Late Pleistocene deposits // Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Vol.39, N1, Haarlem. 1985. P. 1–121.

Van Kolfschoten, T. and Turner E. Early Middle Pleistocene mammalian faunas from Kärlich and Miesenheim I and their biostratigraphical implication // The early Middle Pleistocene in Europe, Balkema, Rotterdam. 1996. P. 227–253.

Von Koenigswald, W. Mammalian Faunas from the interglacial periods in Central Europe and their stratigraphic correlation. 445 – 454 in: Sirokkoo, F., Claussen. M., Sanches Goni, M.F. & Litt T. (eds.): The Climate of Past Interglacials. 2007. Amsterdam.

Von Koenigswald, W. and van Kolfschoten T. The *Mimomys – Arvicola* boundary and the enamel thickness

quotient (SDQ) of *Arvicola* as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene // The early Middle Pleistocene in Europe. Balkema, Rotterdam. 1996. P. 211–226.

Von Koenigswald, W. and W.-D. Heinrich. Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung // Darmstädter Beiträge zur Naturgeschichte. 1999. Heft 9. P. 53–112.

Von Koenigswald W. and Tobien H. Important arvicolid faunas from he Late Pliocene to Early Holocene in Western Germany (FRG) // Int.Symp.Evol.Phyl.Biostr. Arvicolids. 1990, Praha. P. 231–254 .

Wenban-Smith F.F., Allen P., Bates M.R., Parfitt S.A., Preece R.C., Stewart J.R., Turner C. and Whittaker J.E. The Clactonian elephant butchery site at Southfleet Road, Ebbsfleet, UK // Journal of Quaternary Science. 2006. Vol. 21, No 5. P. 471–483.

A.K. Markova

EUROPEAN FAUNAS OF SMALL MAMMALS IN THE SECOND HALF OF THE MID-PLEISTOCENE: SPECIES SPECTRA, SPATIAL DISTRIBUTION, CORRELATION

Taxonomy, evolution features, geological position of the Late Mid-Pleistocene small mammalian faunas of Western and Eastern Europe were synthesized. The time interval covered by the analysis was since the Likhvin (=Holstein) Interglacial (MIS 11) till the beginning of the Mikulinian (=Eemian) Interglacial (MIS 5e), i.e. since ~ 424 ka BP till ~130 ka BP. Major trends of small mammals' evolution were revealed. Faunas from the Eastern and Western Europe were compared. Complex studies of theriological, geological and geochronological data from the second half of the Mid-Pleistocene in Europe demonstrated large evolutionary changes of small mammalian faunas in the second half of the Mid-Pleistocene and allowed to designate the climatic and landscape dissimilarities in different intervals. Modifications in phyletic lines of Arvicolinae provided the basis for the interregional correlation of study sites. Biosratigraphic scheme and location maps of small mammalian study sites were created for the second half of the Mid-Pleistocene.

Keywords: Small mammals, second half of the Mid-Pleistocene, Europe, taxonomic composition, evolution, stratigraphy, correlation

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

ПРИРОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА ДОНУ В с. КОСТЕНКИ

Ю.А. Лаврушин[1], Е. А. Спиридонова[2]

[1]Геологический институт РАН, lavrushin09@mail.ru
[2]Институт археологии РАН, easpiridonova@mail.ru

Обосновано, что многослойные археологические памятники на Дону в районе с. Костенки находятся в отложениях грязевых селевых потоков и излияний плывунов. Возраст памятников по данным археологов от 42 до 13,5 тыс. лет. Сосредоточенность памятников в пределах резко ограниченной территории послужила основанием выделения этой группы в качестве позднепалеолитического Центра. Концентрация «поселений» человека позднего палеолита была обусловлена богатыми ресурсами мясной и растительной пищи. Основная роль в создании богатых мясных ресурсов принадлежала экстремальным седиментационным процессам. Среди них важнейшую роль имели два процесса, продуцирующих мощные грязевые потоки. Первый из них был свойственен наземным селевым потокам, возникавшим в склоновых эрозионных формах рельефа. Второй тип был связан с подземным грунтовым потоком, образованным, главным образом, разжиженными песчано-глинистыми отложениями сеномана. Во временно возникавших седиментационных ловушках происходило накопление больших масс грунтового потока. При переполнении ловушек разжиженным материалом происходили мощные излияния грязевых плывунов . В результате была разработана модель прерывистой регрессивной миграции седиментационных ловушек, из которых периодическим происходили катастрофические излияния грязевых плывунов. Отложения грязевых потоков и плывунов являлись для мамонтов необходимой минеральной пищевой добавкой, что способствовало концентрации этих животных. Интенсивная динамика грязевых излияний и потоков способствовали гибели и ранению этих животных. В результате создавался длительно существовавший источник мясной пищи. В этапы снижения интенсивности схода грязевых потоков и плывунов в днищах логов вблизи остаточных мелководных водоемов возникали обширные заросли водной и прибрежной растительности. Некоторые ее элементы служили источником растительной пищи. В среднем валдае существовавшая на бортах елово-сосновая растительность, а также водные источники в виде ключей, обеспечивали население топливом и питьевой водой. В безлесном позднем валдае кости мамонтов служили топливом, строительным материалом, мебелью. Особенно комфортная обстановка для жизнеобитания древнего человека сложилась вблизи пространственно сближенных логов Покровского, Аносова и Александровского, в которых «поселения» древнего человека образовали компактный Центр обитания.

Ключевые слова: средний валдай, позднеледниковье, мамонт, лошадь, палинология, сель, природная катастрофа.

Введение

Село Костенки, расположенное на правом берегу р. Дон между пос. Гремячье и пос. Борщево, примерно в 50 км южнее Воронежа, пользуется широкой известностью среди исследователей четвертичного периода и археологического наследия, благодаря имеющимся на его территории многочисленных памятников позднего палеолита. Изучение их ведется уже более 100 лет и привлекает внимание не только отечественных, но и зарубежных исследователей. В этом отношении в пределах этого участка Подонья сохраняются перспективы открытия новых археологических памятников. Кроме того здесь же имеются возможности для решения множества существующих проблем позднего палеолита Восточной Европы. В частности, в связи с появлением различных новых методов исследований становится реально существенно уточнить имеющиеся представления о природных условиях обитания позднепалеолитического человека, а также принципиально по-новому осмыслить многие фундаментальные археологи-

ческие проблемы и культурно-бытовые традиции существовавших антропогеновых сообществ в конце палеолита.

Основная цель настоящей статьи состоит в обосновании причин возникновения Костенковского позднепалеолитического Центра, продолжительность существования которого составляла (с перерывами различной длительности) почти 30 000 лет. Этот центр располагается в пределах ограниченной по площади территории, протяженностью по правобережью Дона около 2–3 км, а в ширину от современного положения уреза воды составляет всего 2 км. При этом в очерченной территории выделяется четыре разобщенных «узла» сосредоточения памятников, пространственно связанных с вершиной конуса выноса лога Попова, а также с бассейнами трех логов: Покровского, Аносова и Александровского. На ряде памятников археологами установлено до пяти культурных слоев, а в последние годы А.А. Синицын [2015] на стоянке Костенки-14 счел возможным выделить 8 культурных слоев и 3 скопления костей лошадей. Возникновение относительно небольшого костища по мнению этого исследователя было связано с использованием «загонного» способа охоты человеком каменного века. Естественно, одной из важных задач проводившихся исследований, стало выявление причинно-следственных закономерностей длительно существовавшей концентрации «поселений» позднего палеолита именно в с. Костенки и отсутствие их как севернее, так и южнее от данного района.

Главный результат наших исследований состоит в том, что в Костенках длительное время существовала благоприятная природная обстановки для жизнеобеспечения позднепалеолитического человека, что способствовало концентрации разного типа «поселений», существовавших на ограниченной по размерам территории. При этом, необходимо иметь в виду, что природная среда во время рассматриваемого 30-тысячного интервала времени претерпевала значительные как локальные, так и глобальные изменения. Согласно результатам археологических исследований, при этом, определенная степень комфортности для обитания сообществ каменного века сохранялась, хотя не всегда в полной мере. Это могло быть связано как с адаптацией древнего человека к возникающим изменениям природной обстановки, так и, возможно, вызванными ими процессами миграции или оседлости существовавшего населения, возможно сопровождавшихся лишь локальной сменой мест обитания.

С целью выяснения предпосылок возникновения Костенковского позднепалеолитического центра в статье обсуждаются геологические, гидрогеологические, геоморфологические, палеоботанические, палеозоологические предпосылки, Для некоторых из перечисленных направлений исследований дается возможная их оценка по степени привлекательности для обитания древнего человека. Наши исследования касаются лишь обоснования причин возникновения Костенковского позднепалеолитического центра, главным образом, по результатам использования естественно-научных методов.

Геолого-геоморфологические особенности территории

В ходе проведенных исследований была установлена связь между пространственной концентрацией стоянок позднепалеолитического человека и наличием в достаточном количестве продуктов жизнеобеспечения. В этом отношении речь идет о мясной и растительной пище, а также о источниках питьевой воды. Частично эти вопросы затрагивались как нами, так и многочисленными исследователями этого района. Принципиальным отличием наших представлений от ранее высказанных, являлось признание ведущей роли в возникновении Центра благоприятных природных предпосылок. Частично это было рассмотрено в недавней публикации [Лаврушин и др., 2015]. Последующие исследования в этом направлении позволили существенно дополнить и уточнить, высказанные ранее соображения, что дополнительно обсуждается в настоящей работе.

Как известно, значительное количество археологических памятников в Костенках находятся на пологих частях бортов крупных логов. Некоторые из них имеют значительный возраст. Это подтверждается наличием в приустьевой части на их бортах надпойменных террас Дона, а также установленным возрастом памятников. Это представлено на геолого-геоморфологической карте рассматриваемого района Подонья, составленной И.И. Красновым (рис. 1) [Палеолит…, 1982]. Следующим важным моментом является строение археологических стоянок, важнейшей особенностью которого является многослойность культурных слоев [Палеолит…, 1982, Синицын, 2015 и др.]. Это свидетельствует о длительности и одновременно прерывистости обитания древнего человека на том или ином месте. Наконец, необходимо отметить, наличие на памятниках значительного количества костей и даже на некоторых из них костищ, образованных костными останками мамонтов, в расположении которых иногда отмечается археологами порядок, близкий к анатомическому расположению. Это послужило для многих исследователей основанием полагать, что обитавшие здесь представители позднепалеолитического со-

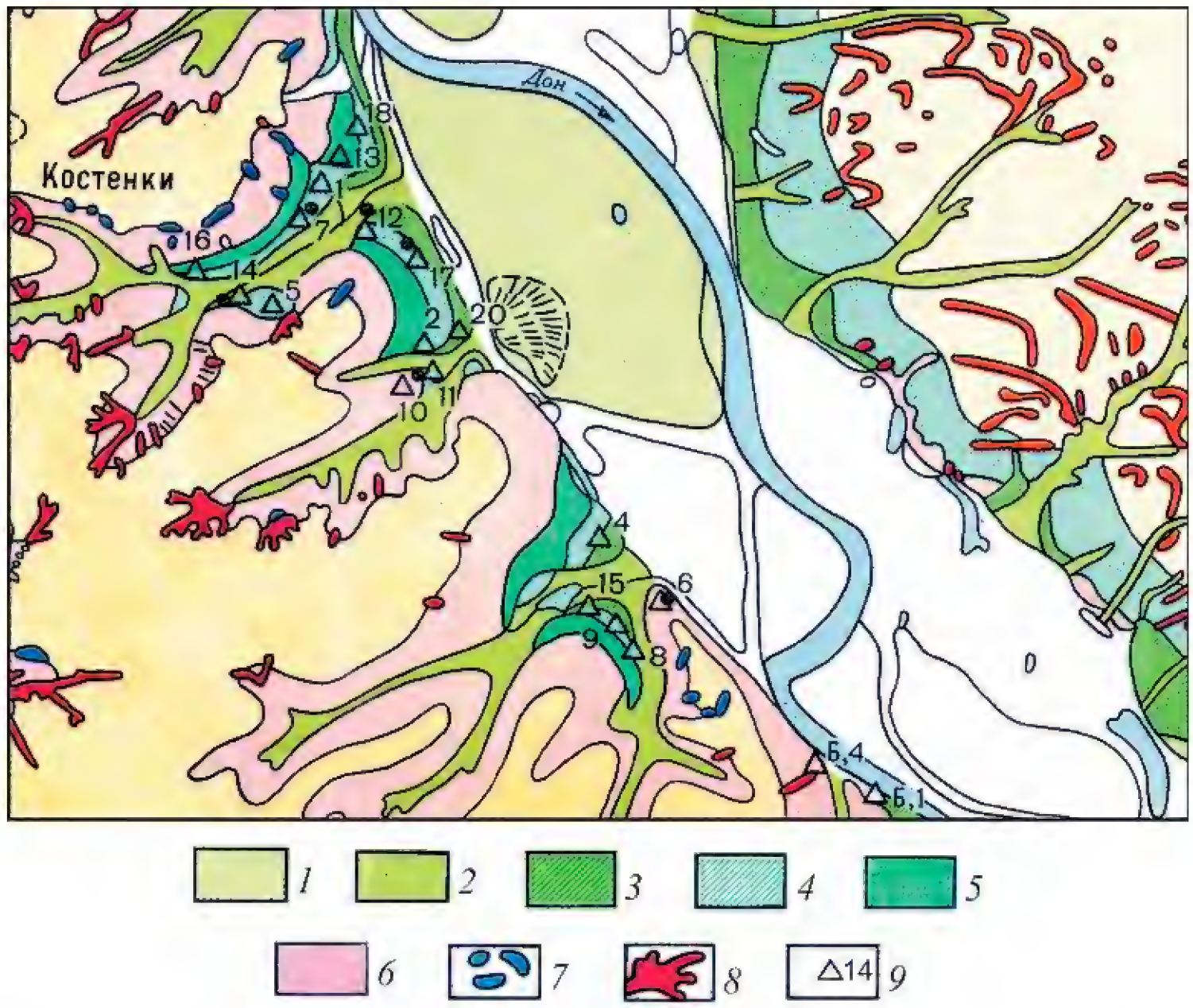


Рис. 1. Фрагмент схемы геолого-геоморфологического строения долины р.Дон в Костенках и пространственного размещения некоторых памятников позднего палеолита [по Краснову, 1982; в книге «Палеолит»…1982].

1 – высокая пойма; 2 – аллювиально-делювиальные отложения балок; 3 – первая надпойменная терраса; 4 – вторая надпойменная терраса; 5 – третья надпойменная терраса р. Дон на правобережье; 6 – четвертая надпойменная терраса (аллювиальные и флювиогляциальные отложения); 7 – выходы коренных дочетвертичных пород; 8 – современные врезы оврагов; 9 – археологические памятники позднего палеолита и их номера.

общества пополняли свои пищевые ресурсы за счет охоты на мамонтов. Согласно подсчетам археологов и палеозоологов, в костище в Костенках костные останки могли принадлежать почти 140 особям животных (рис. 2). Известны костища других местонахождений (удаленных от Подонья), в которых костные фрагменты принадлежали еще большему количеству особей мамонтов. Для некоторых археологов эти костища послужили одним из аргументов для рассмотрения их в качестве одной из первых жертв хищнического использования древним человеком природных ресурсов. При этом, приоритетная роль в добыче пищевых и хозяйственно-бытовых ресурсов отводилась особой группе людей так называемым охотникам на мамонтов, хотя их роль в возникновении «кладбищ» этих животных, как было показано ранее, нами отрицается [Лаврушин и др., 2015].

Сосредоточение в отдельные интервалы позднего палеолита большого количества мамонтов в отдельных районах, в том числе в Костенках, побуждает к обсуждению многих вопросов. Что касается данного сосредоточения мамонтов, то важнейшим из них является выяснение причин возникновения скопления мамонтов и массовой их гибели, приуроченной к одному и тому же пространственно ограниченному локалитету.

По материалам геологического картирования в бортах оврагов и логов в районе с. Костенки вскрыты, главным образом, терригенные и карбонатные отложения мезозоя. Наиболее древние из них нижнемелового возраста в разрезах имеют ограниченное распространение и известны лишь на северной окраине района вблизи с. Рудкино. Представлены эти отложения разнозернистыми песками с линзами кварцитовидных песчаников. Мощность нижнемеловых отложений по материалам геологической съемки достигает 10–15м. Перекрыты пески толщей темно-серых и пепельно-серых суглинков с мелкими фрагментами углистых частиц.

Рис. 2. Фрагмент экспозиции костища в музее в с. Костенки. Первоначальное расположение костей было преобразовано деятельностью древнего человека, соорудившего свое жилище на костище.

В пределах южной, более заселенной древним человеком территории, в том числе непосредственно в Костенках, в бортах логов и оврагов вскрываются лишь отложения верхнего мела и квартера. Верхний мел представлен, главным образом, зеленовато-серыми глауконитовыми песками сеномана, иногда с фосфоритовыми конкрециями, а также с разными по мощности прослоями глинисто-алевритового материала. Выше, по течению в верховьях логов и оврагов залегает толща писчего мела турона. Завершается разрез дочетвертичных отложений мергелями сенона, мощностью до 2–12м, сохранившихся лишь в виде плоских линзовидных тел, заполняющих существовавшие отрицательные неровности в кровле писчего мела. Четвертичные отложения, главным образом, в пределах плакора представлены мореной донского оледенения и толщей лессовидных суглинков расслоенных погребенными почвами.

Важной морфологической особенностью рельефа территории является наличие в ее пределах нескольких крупных склоновых эрозионных форм, которые местное население называет логами. Эти формы рельефа представляют для нас интерес по двум обстоятельствам. Во-первых, к бортам некоторых из них, как отмечалось, приурочены часто многослойные стоянки позднепалеолитического человека. Во-вторых, в культурных слоях стоянок имеется много костей мамонтов и есть даже достаточно крупные костища этих животных. Это позволяет полагать, что по каким-то причинам к логам были приурочены периодически возникающие скопления мамонтов. Более того в этапы сравнительно незначительного количества этих животных в эти формы могли заходить отдельные особи. В частности, об этом свидетельствует нахождение А.А. Синицыным [2015] почти целого скелета мамонта на стоянке Костенки-14.

Морфологические особенности логов и возможная модель их образования

Отличительной морфологической особенностью логов является наличие широкого плоского или слабо пологого днища, которое обычно прорезано неглубоким руслом с лишь временно текущим небольшим ручьем. При анализе морфологии этих форм рельефа выявляется несоразмерность существующего днища и эрозионного вреза относительно небольшого ручья с временным водотоком. Это, а также отмеченная концентрация стоянок и костей мамонтов послужили одним из оснований для краткого рассмотрения вопроса о происхождении этих форм рельефа.

Как правило, в геоморфологической литературе возникновение склоновых эрозионных форм связывается традиционно с выпадением ливневых дождей. Не отрицая этого основополагающего положения, в настоящее время появились новые данные, которые позволяют значительно дополнить и соответственно расширить существующие представления. В рассматриваемом нами аспекте наибольший интерес представляет процесс образования широких днищ логов при имеющихся в них сравнительно небольших водотоках. Это позволяет рассматривать существующее русло и широкое днище в качестве двух разновозрастных элементов морфологии данных форм рельефа.

Излагаемые ниже результаты исследований получены главным образом на материалах в логах Покровского и Попова, а также в ходе анализа материалов космической съемки. Кроме того существует также обширный массив публикаций, изучение которого оказало существенную помощь в создании настоящей работы.

Что касается более «зрелого» морфологически лога Покровского то протяженность его широкого днища достигает 2 км. В поперечнике лог имеет асимметричную форму. Левый борт лога северной экспозиции преимущественно полого – ступенчатый. На поперечном профиле проведенном от стоянки Костенки-14 на рассматриваемом склоне хорошо выражены 2 террасовидные ступени, нижняя из которых возвышается над днищем на 10 м, а верхняя соответственно также на ту же величину над первой ступенью. На уровне верхней ступени, ширина днища достигает около 500-600м. Выше второй ступени поверхность склона полого повышается до относительно условной бровки лога примерно на относительной высоте около 100 м. На этой отметке ширина лога превышает 1000 м. Правый борт лога обычно крутой местами осложнен осовами. Обычно на этих участках видны выходы песчано-глинистыми образованиями сеномана. Для днища лога Покровского свойственен достаточно значительный уклон к Дону. Высота современного днища лога, около «узла», представляющего собой место впадения друг в друга нескольких небольших эрозионных ручьев-рытвин верховий составляет около 35м над тыловым швом высокой поймы р. Дон. Собственно говоря, от упомянутого «узла» начинается, по нашим представлениям, несколько разновозрастные русло и днище лога.

Процесс возникновения широких днищ логов оказывается более сложным и требует специального рассмотрения. По нашим представлениям, возникновение подобного типа форм обусловлено не только составом, отложений, но и локальным проявлением эрозионной деятельности поверхностных водотоков и, как это не странно звучит, даже рельефообразующей ролью гидрогеологических процессов с одновременным проявлением склоновых гравитационных процессов. Специальное рассмотрение вопроса о причинах возникновении широких днищ логов, диктуется приуроченностью к бортам этих форм рельефа, наибольшей концентрации следов пребывания населения и костного материала погибших мамонтов. Действительно, как выше, так и ниже по течению р. Дон на прилежащей к реке территории правобережья, пока отсутствуют данные о значительном количестве длительно существовавших поселений древнего населения и скоплений костей мамонтов на бортах логов.

Особенности проявления на бортах Покровского лога деятельности поверхностных весенних водотоков и оценка их влияния на процесс расширения днища лога

Относительно эрозионной деятельности поверхностных водотоков, можно констатировать, что в наибольшей степени она приурочена к борту лога южной экспозиции. Результаты этой деятельности представлены в двух формах (рис. 3, 4). Первая из них характеризует процесс, свойственный, для настоящего или очень близкого к нему времени. Этот процесс нашел свое отражение на поверхности борта в виде разобщенных осовов. Каждый осов состоит из трех элементов микрорельефа: «бассейна», «канала» и «тела» осова. В микрорельефе крутого склона «бассейн» представлен неглубоким плоским понижением грушевидной формы, расположенным примерно в верхней половине борта. На поверхности отложений бассейна можно наблюдать древовидно расположенные (рис. 3, 4), линии разрыва сплошности увлажненных отложений на отдельные сегментоподобные сползающие части (рис. 3). В нижней части «бассейна» происходит

Рис. 3. Современные полузадернованные осовы на крутом борту северной экспозиции лога Покровского. Белой линией отмечена сегментовидность бровки.

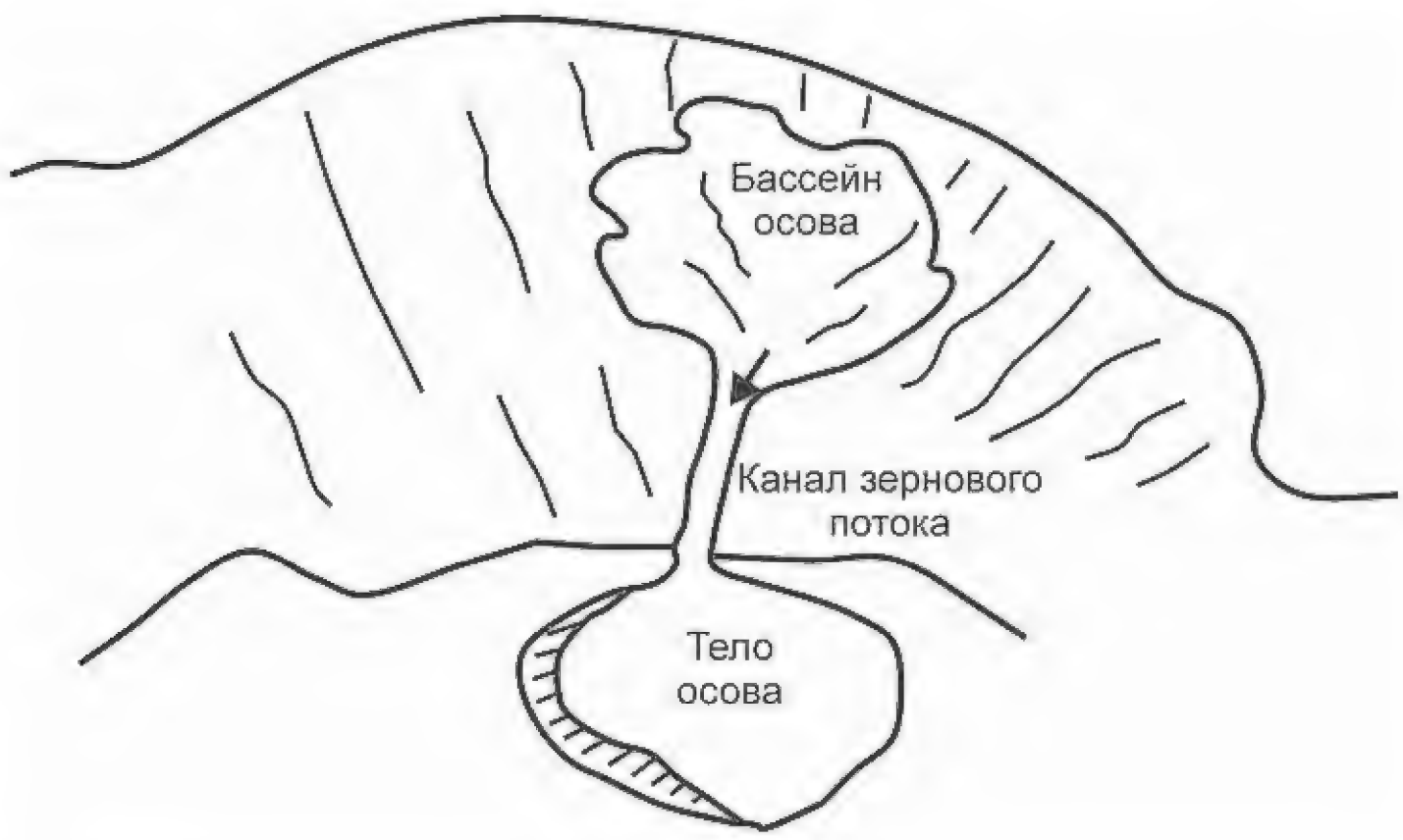


Рис. 4. Элементы морфологические элементы модели строения осова

схождение отмеченных линий в канавообразное углубление, являющееся «каналом стока грунтового потока» осова. Необходимо отметить два важных обстоятельства. Первое из них, нарушение сплошности осадков в бассейне происходит под действием гравитационных процессов, обуславливавших сползание незначительной по мощности увлажненного приповерхностного материала. Второе-возникновение канала стока связано с эрозионным воздействием в результате

сползания разжиженного грунтового потока из бассейна под действием тех же процессов.

Наконец, «тело осова» – это скопление увлажненного материала съехавшего по каналу на прилежащую к борту поверхность днища. В настоящее время при современной природной обстановке процесс разрушения поверхности борта описанным способом находится в фазе редуцированного развития и так называемое тело осова представляет собой лишь маломощный плащевидный покров, сброшенный с приповерхностной части борта лога. Важно отметить, что возникшие в «бассейне» линии разрыва сплошности своими верхними частями оканчиваются вблизи бровки борта и не «выходят» на поверхность плакора или прилежащего его склона, нередко имеющего совершенно иной уклон. Изложенное позволяет считать, что возникновение линий нарушения сплошности в приповерхностных отложениях бассейна осова было связано на склоне с их увлажнением талыми водами тающего весной снежного покрова. Таким образом, рассматриваемая микроформа рельефа образуется, главным образом, за счет схода разжиженного материала грунтового (зернового) потока. Но, как отмечалось, современная природная обстановка способствует лишь незначительному проявлению расширения днища лога за счет описанного процесса. Также замедленным проявлением данный процесс отличался в среднем валдае, что было связано с развитием на бортах древесной растительности. Тем не менее, можно полагать, что и в это время были также этапы значительной интенсификации описанного процесса, что является проявлением упоминавшейся второй формы развития склоновой денудации. Для иллюстрации этого положения необходимо обратиться еще раз к рис. 3. На приводимой фотографии видно, что в плане рассматриваемая бровка лога имеет сегментовидный рисунок, иногда осложненный зарождавшимся небольшим оврагом. Но в целом в настоящее время преобладает задернованность склонов. По нашему мнению, сегментовидность планового рисунка бровки является следствием этапа более интенсивного развития на склоне борта денудационных процессов. Результатом их деятельности являлось почти сплошное распространение бассейнов осовов. Не исключено, что это было обусловлено существовавшими этапами выпадения повышенной мощности снежного покрова, а отмеченная сегментность (вогнутость бровки) возможно отражает неравномерность толщи снега по площади. В данном случае, возможно, речь может идти о полосчатом распределении мощности снежного покрова на поверхности склона плакора. Этот вопрос, конечно, требует своего дальнейшего изучения, но анализ строения отложений имеющихся разрезов с большой степенью определенности позволяет допускать определенную достоверность высказанных соображений. Важно отметить, что существенно больший вклад, по нашему мнению, в процесс расширения днища лога был связан с образованием так называемых временно существовавших седиментационных ловушек.

Основы модели формирования седиментационных ловушек и их роль в морфологических процессах и образовании грязевых плывунов

В процессе проведенных исследований, анализе космических снимков, в том числе использовании программы Google Earth, а также изучение некоторых разрезов археологических памятников была создана модель прерывистой регрессивной миграции последовательно временно возникавших седиментационных ловушек. Основу данной модели составили следующие важные моменты. Прежде всего, это признание наличия в некоторых местах приповерхностной песчаной толщи отложений сеномана подземного разжиженного грунтового потока ленточноподобного типа, текущего к долине Дона в виде грунтовой «реки». Допустимо также думать, что в основании грунтового потока имеется толща глин того же возраста, являющаяся водоупором. Кровля поверхности водоупора отличается наличием значительных неровностей, возникновение которых первоначально было связано с гляциотектоническим воздействием со стороны ледниковой лопасти донского ледникового покрова (рис. 5). Значительно позднее во время существовавшего подземного разжиженного грунтового потока (по крайней мере, в среднем валдае и позже) в верхней части положительных неровностей глин сеномана, контактирующих с грунтовым потоком достаточно интенсивно могло происходить разбуханием глин. Этому процессу способствовало наличие значительного содержания монтмориллонита. В ходе этого процесса могло возникать образование разной формы протрузий, внедрявшихся в вышележащую толщу песка. По существу, подобный процесс оказывается характерен для толщ аналогичного или близкого возраста. Например, в Подмосковье в районе Ваймежное подобного типа структуры были обнаружены при геолого-съемочных работах на дне одного из озер, водная масса которого контактировала с подстилающими мезозойскими глинами. Наличие подобного типа структур было установлено в бассейне р. Сосьвы в Западной Сибири. К сожалению, протрузионных структур непосредственно в районе Костенок пока не установлено и высказано здесь лишь по мере необхо-

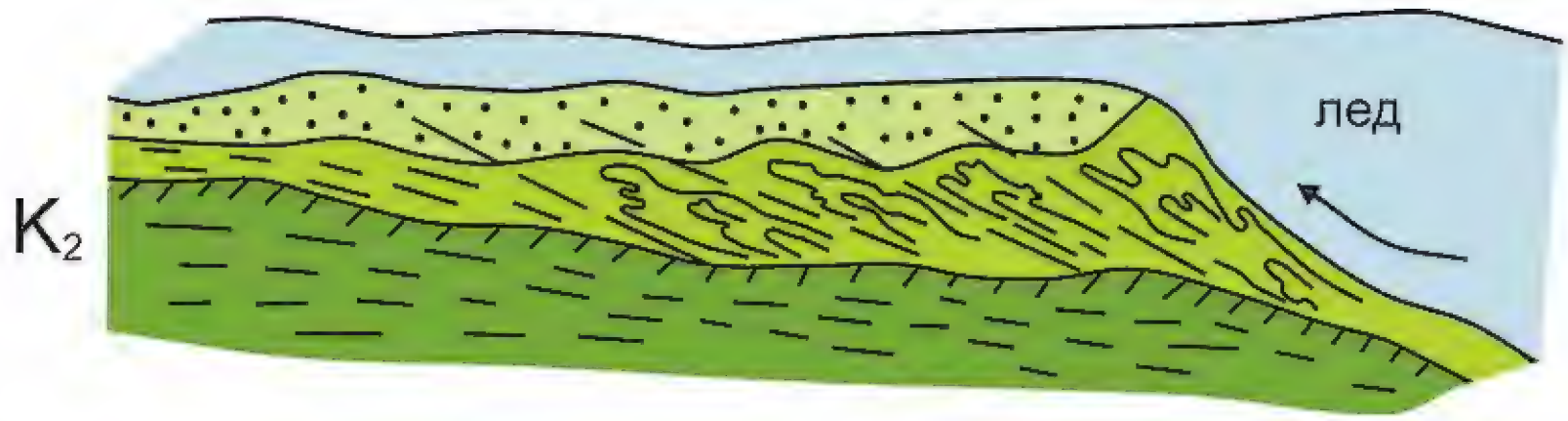


Рис. 5. Предполагаемая (внемасштабная) гляциотектоническая схема строения правобережья Дона

Основу схемы составляют серия структур выдавливания, возникших вследствии гляциодинамического латерального давления со стороны движущейся ледниковой лопасти донского ледникового покрова. Предполагается, что существовавший покров карбонатных пород тортона, лежавший поверх отложений сеномана был «срезан» в процессе экзарационной деятельности ледникового покрова.

димости при разработке вышеуказанной модели. Что касается непосредственно рассматриваемого района, то почти на всем протяжении прилежащие к нижней дороге уступы коренного берега сложены глинами сеномана. По нашему мнению, допустимо, полагать, что подобное строение берега было обусловлено гляциотектоническим выдавливанием, возникшим в ходе латерального воздействия двигавшейся ледниковой лопасти, располагавшейся в Донской гляциодепрессии (рис. 5). В устьях существующих логов можно нередко наблюдать снижение кровли глин, а иногда даже полное их исчезновение за счет последующих размывов. Отсутствие в этой части территории песчаной толщи сеномана, а также карбонатных отложений турона могло быть связано с активным проявлением экзарационной деятельности ледниковой лопасти.

Составными частями модели являются три элемента. Первый из них подземный приповерхностный канал стока грунтового потока. Второй элемент – это временно возникающие седиментационные ловушки за счет возникающих протрузий на положительных неровностях поверхности толщи глин. Неровности кровли глин и протрузии служили препятствиями для возникшего грунтового потока, и создавали бассейн накопления (седиментационную ловушку), разжиженного материала, приближающегося по своей консистенции к плывуну. Наконец, последний элемент представляет собой конуса выноса материала, который формировался за счет мощных излияний плывуна, разрушавшего преграду, ограничивающую седиментационную ловушку в ее нижней по течению части. В днище лога во время излияний плывунов образуются конуса выноса, сложенные пластами плывунных отложений. В результате, в днище лога формировался покров, который, по нашим представлениям, состоит из разновозрастных полого лежащих клиноформ плывунных образований.

В рассматриваемом плане определенный интерес, по нашим представлениям, представляет демонстрируемый космический снимок участка правобережья р. Дон, на котором показан лог Попова (рис. 6). Этот снимок замечателен тем, что на нем имеются проявления существовавшего крупного канала стока грунтового потока. Эти проявления представлены субпараллельными трещинами-оврагами, длина которых несколько превышает 1 км (на рис. 6 они обозначены цифрой 1). По нашим представлениям эти трещины-овраги маркируют латеральные ограничения существовавшего грунтового потока. В данном случае ширина потока составляла не менее 500 м. Таким образом, даже эти немногочисленные данные свидетельствуют о том, что грунтовый поток представлял собой достаточно крупное гидрогеологическое явление. Согласно имеющимся гипсометрическим отметкам на некоторых участках между трещинами-оврагами поверхность «перемычки» ее снижена примерно на 1 м, на других участках она не меняет своего высотного положения. Возможно, имеющиеся небольшие снижения гипсометрического уровня фиксируют незначительные проявления провального процесса, хотя в образовании трещин-оврагов упомянутый процесс мог играть ведущую роль. Цифрой 2 обозначена обширная впадина, представляющая собой собственно лог Попова, в которой расположена верхняя по течению часть с. Костенки. Эта впадина была крупной седиментационной ловушкой, выход из которой к Дону первоначально был ограничен частично структурой выдавливания, а также возможно протрузией, образованной глиной сеномана. Цифрой 3 показана верхняя граница «зубчатого» типа, одновременно ограничивающая «ловушку» и частично подчеркнутая границами земельных наделов местных жителей. Подобный тип границы можно рассматривать как проявление достаточно

Рис. 6. Космоснимок лога Попова, воспроизводится по материалам коллекции снимков GOOGL,e. Редакция снимка осуществлена А.Е. Алтыновым

Цифрами на снимке обозначены: 1 – субпараллельные трещины – овраги, ограничивающие существовавший подземный грунтовый поток; 2 – наиболее глубокая часть седиментационной ловушки; 3 – верхний край седиментационной ловушки со «следами» гравитационного блокового обрушения фрагментов коренного берега; 4 – участок скопления разновысотно расположенных блоков обрушения у северного края борта зарождающегося лога; 5 – местоположение стоянки Костенки-21, разрез который вскрывает верхнюю часть конуса выноса лога Попова.

интенсивного процесса обрушения латеральной части котловины. Это скорее всего было обусловлено поднятием уровня подпруженных, скопившихся в котловине разжиженных грунтов. Процесс обрушения способствовал еще большему поднятию уровня этих образований. В конечном итоге их уровень достигал верхней части структуры, замыкавшей котловину. В результате, начинал происходить в начале частичный, а затем все более увеличивающийся по мере эрозионного «пропила» существовавшей подпруды, «сброс» скопившегося материала плывунной консистенции и, возможно, в виде пластиноподобных фрагментов в латеральную часть долины Дона, где происходило формирование конуса выноса.

Часть сброшенных блоков показана на рис. 6 и обозначена цифрой 4 (этой цифрой обозначены не отдельные блоки, как это можно подумать, а место их скопления). Важно отметить, что часть блоков расположена на двух гипсометрических уровнях, различия между которыми достигает 7–10 м. В связи с этим допустимо полагать, что процесс латерального обрушения верхней части борта мог происходить по крайней мере дважды. Наконец, не исключено, что вскрытие временной седиментационной ловушки, могло быть связано на выходе в долину не только с переливом через существовавшую преграду, но и с эрозионной деятельностью р. Дон. Возможно, также, что плоские уплотненные фрагменты верхней части

борта грунтового потока могли «переноситься» подобно специфическим «льдинам» по поверхности изливавшегося мощного высокоплотностного грязевого потока. Попадая на наклонную поверхность конуса, грязевый поток распластывался, а плоские фрагменты уплотненных отложений под действием процессов гравитации могли скользить по наклонной поверхности конуса выноса. Индикаторы процесса скольжения были обнаружены в виде шифероподобного контакта в основании одной из пластин при описании разреза археологического памятника Костенки-21, расположенного в верхней части конуса выноса лога Попова.

Необходимо отметить, что в целом, описанный процесс по нашему мнению был свойственен для начальной стадии модели формирования данной формы рельефа. При этом допускается сопоставимость первоначальной значительной ширины возникшего днища лога с размерами существовавшего тока подземного грунтового потока. Таким образом, значительная ширина днища логов, по нашему мнению, была обусловлена как подземным высокоплотностным грунтовым потоком, так и гравитационными процессами в латеральных частях седиментационных ловушек. Последние, на что было обращено внимание, способствовали расширению верхней части лога.

Наконец, необходимо обсудить еще один момент, тесно связанный с обсуждаемой проблемой. В верховьях лога Покровского можно наблюдать существовавшие седиментационные ловушки другого типа и более сложного строения (рис. 7). Здесь, как видно на снимке, имеется 4 или 5 котловин, которые заполнялись разжиженными образованиями, из которых происходили в разное время, в том числе и сравнительно недавнее, излияния плывунов. Возникновение подобного «букета» котловин-вместилищ разжиженного материала возможно был обусловлен наличием на поверхности легко карстующихся пород, распространенных и в настоящее время: мелового мергеля и писчего мела турона, перекрывающих толщу песчано-глинистых отложений сеномана. Как отмечалось, мощность карстующихся пород была невелика. В результате в днищах карстовых котловин мог оказаться вскрыт подземный грунтовый поток, что способствовало наполнению их плывунным материалом. При этом данный процесс и соответственно излияния из котловин могли происходить разновременно в виду их разного объема. Не исключено, что заполнение возникших котловин разжиженными отложениями подземного грунтового потока также могли способствовать усилению проявления карста. В результате имеющиеся карстовые котловины могут соединиться друг с другом и потенциально создать широкое днище.

Таким образом, по нашим представлениям, процесс формирования логов с широкими днищами, был обусловлен излияниями мощных потоков грязево-плывунных лавин из седиментационных ловушек двух типов.

Первый из них был связан с прерывистой регрессивной миграцией последовательно возникавших временных седиментационных ловушек, которые располагались в виде линейно расположенной цепочки, подчеркивая направленность тока подземной «грунтовой реки». Предпочтительную роль в последующем возникновении этого типа ловушек играли положительные части гляциотектонических структуры выдавливания, а в последующим во время возникновения подземного потока – протрузии, часть из которых перегораживали ток плывуна. Последовательная направленность миграции осуществлялась от устья к существующим в настоящее время верховьям лога.

Не исключено, что своеобразная морфология лога Покровского, отличающегося значительной шириной при относительно небольшой его протяженности, может быть объяснена более просто без учета возникновения протрузий.

Речь в данном случае может идти о рассмотрении этой специфической формы рельефа не как эрозионной формы, а как крупного расположенного горизонтально плоского оползневого цирка, в котором возникли так называемые оползни потоки и оползни разжижения. Возникновение этих высокоплотностных образований иногда с плавающими на них пластинами «оползневых отторженцев» произошло, благодаря наличию четырех сочетающихся друг с другом особенностей геологического строения территории. Первая из них, наиболее важная и неоднократно уже упоминавшаяся – это возникновение в данном месте подземного водного потока. Вторая особенность обусловлена наличием существовавшей преграды для данного подземного потока в виде достаточно значительной гляциотектонической структуры выдавливания в пределах латеральной части донской гляциодепрессии, впоследствии занятой р. Дон. Упомянутая структура служила естественной запрудой для возникшей подземной реки. Третья особенность связана с наличием толщи легко разжижающихся грунтов в виде песчано-глинистых образований верхней части сеномана. Наконец, четвертая особенность – это наличие в толще отдельных более уплотненных слабо размокающих прослоев отложений, которые попадая на текущие высокоплотностные потоковые или пластоподобные плывунного типа образования могут «переноситься в виде оползневых отторженцев, напоминающих льдины речного льда».

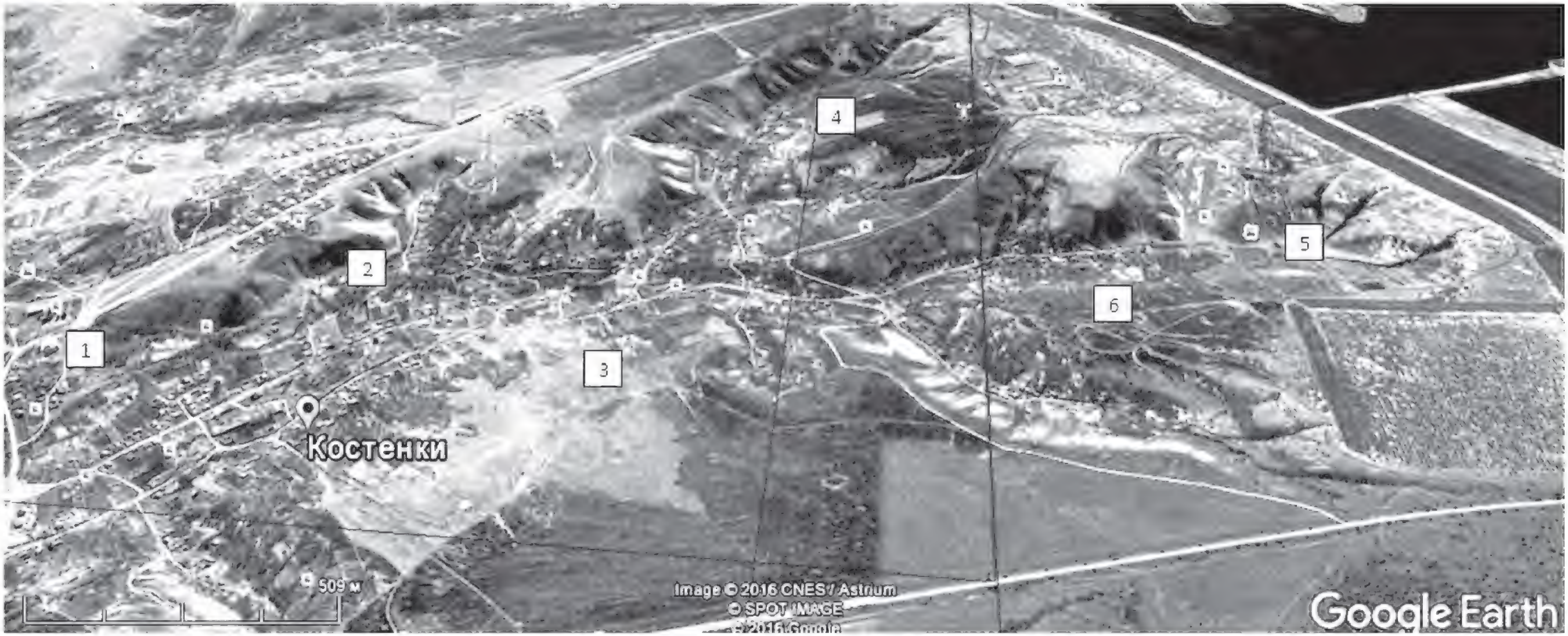


Рис. 7. Общий вид лога Покровского

Цифрими на снимке обозначены: 1 – расположение музея в с. Костенки; 2 – расположение стоянки Костенки-14; 3 – днище лога; 4,6 – седиментационные ловушки карстового типа; 5 – бороздковорозионные врезы по тектоническим трещинам в борту седиментационной ловушки.

При этом на более крутой поверхности «некоторые из оползневых отторженцев» попадая на смоченный грязевым материалом склон начинают по нему скользить. Во время скольжения «пластины отторженца» в ее основании образуется шифероподобный контакт, а выше зоны контакта примерно в нижней трети толщи движущейся пластины возникает пластинчатая текстура, отражающая текстуру зарождающегося послойно-пластичного течения. Подобного типа сочетание текстурных «мотивов» нами наблюдалось в разреза стоянки Костенки-21, вскрывшим привершинную часть конуса выноса лога Попова (рис. 6).

В результате существовавшей подпруды уровень возникшего подземного грунтово-водного бассейна повышался и одновременно расширялся в латеральных направлениях до тех пор, пока скопившейся в нем разжиженный материал в виде грязевого потока не начинал переливаться через запруду, образованную гляциотектонической структурой выдавливания. В ходе этого процесса происходил частичный размыв существовавшей преграды и в дальнейшем уровень разжиженного грунта поднимался лишь до возникшей поверхности вреза. Нами допускается, что выделенные в Покровском логу террасовидные поверхности, которые рядом исследователей рассматривались в качестве террас Дона, на самом деле могут фиксировать уровни стояния разжиженного материала в существовавшем бассейне и одновременно свидетельствовать об изменчивости режима подземного потока.

В дальнейшем по мере размыва подпруды и уменьшения ее высоты происходило сужение ширины лога до размеров современного днища. В пределах последнего отложения грязевых потоков могут иметь несколько хаотичную пространственную ориентировку клиноморфного строения потоковых образований, что обусловлено разносторонней направленностью их течения: как со стороны латеральных частей бассейна, так и в направлении к р. Дон. С этим же может быть связана несколько различная ориентировка неровностей шифероподобных контактов.

Наконец, необходимо отметить прерывистость процесса образования плывунов, что скорее всего обусловлено частичным изменением направления течения поземной реки, или как отмечалось выше меняющимся ее расходом. Прерывистость данного процесса, о котором идет речь, фиксируется прежде всего имеющимися в разрезах погребенными почвами, свидетельствующими о достаточно продолжительных перерывах между этапами излияний грязевых потоков или существенно менее значительных их проявлений. Это имеет отношение к обоим возмжным подвариантам формирования грязевых потоков. Общим для них является признание ведущей роли грязевых потоков в формировании лога. Отличие второго изложенного подварианта от первого из них, состоит в утверждении также значительной рельефообразующей роли в образовании грязевых потоков не только в «русле своеобразной подземной реки», но и склоновых процессов. В этом отношении второй вариант представляется, может быть даже более предпочтительным. Тем не менее даже для него нами допускается не постоянное сплошное течение по склону грязевых потоков, а лишь «очаговое» их распространение и даже как пространственную, так и временную прерывистость оползневых потоков.

Еще один момент, на который необходимо обратить внимание – это «оттесненное» положение современного русла Дона к левобережью. По нашим представлениям, это связано с нагромождением мощного конуса выноса, возникшего в устьевых частях логов Покровского, Аносова и Александровского. Таким образом, в морфологическом плане в приустьевых частях данных логов выделяется три части. Наиболее удаленная от устья зона седиментационных ловушек или расположенного горизонтально плоского бассейна специфических оползневых образований. Вторая часть – это узкая полого или ступенчато снижающаяся зона привершинной части структуры выдавливания «прорезанная» грунтовым потоком, представляющая собой канал стока грязевых потоков. Третья часть – это конуса выноса.

Возникновение второго типа седиментационных ловушек было связано с карстовым процессом. В результате под внутренним давлением, существовавшем в потоке, плывун вначале наполнял существовавшие котловины и при возникшем переливе продуцировал также мощные излияния. Для лога Покровского были свойственны проявления обоих типов седиментационных ловушек. При этом, если первый из них можно рассматривать в качестве одноразового возникновения и существования каждой ловушки, то второй тип ловушек мог неоднократно осуществлять свою роль в продуцировать соответствующие излияния. Более того данный тип мог способствовать процессу расширения днища лога.

Необходимо отметить, что в пределах широких днищ логов происходило накопление почти монофациальных экстремальных отложений грязевых излияний. Не исключено, что прорвавшийся грязевый плывун, двигался по днищу лога в виде поперечного вала. При этом из хвостовой части двигавшегося вала часть несомого материала выпадала и выстилала на поверхности днища лога конус выноса. Излияния из последующих седиментационных ловущек сопровождались образованием со-

ответствующих конусов выноса, образуя в днище лога покров, для которого было свойственен клиноморфный тип строения. Одной из важных особенностей строения выстилающих днище отложений является их пластовое залегание, а в связи с гибелью скоплений животных под динамическим воздействием грунтового потока, возникновением в последующем костеносных линзоподобных накоплений, которые можно рассматривать в качестве отложений соответствующей субфации. Наличие в логе Покровского нескольких костищ, имеющийся в них разновозрастный костный материал, как на стоянках, так и в костищах позволяет полагать о неоднократности возникавших излияний.

В латеральных частях днищ располагается зона повышенной аккумуляции. Возникновение этой зоны связано не только с замедлением скорости течения, но с дополнительным увеличением материала за счет проявления гравитационных процессов. Отложения этой части потока выделяются в фацию латерали, имеющей свои индивидуальные особенности.

Как отмечалось, в широких днищах логов имеется обычно небольшое русло, в которых существует временный водоток. Формирование этих отложений связано в значительной своей части не с подземными водами, а с наземными атмосферными осадками в виде единичных ливневых дождей или кратковременных этапов их проявления. В руслах этих временных потоков было установлены проявления селевого седиментогенеза, а в разрезах иногда фиксируются маломощные отложения аллювия.

На основе изучения отложений грязевых селей, распространенных в оврагах и в руслах, врезанных в днища логов, были выделены следующие фациальные обстановки. На участках крутого продольного профиля: отложения стрежневой и латеральных зон селевого потока. В приустьевой части русла, имеющей пологий продольный профиль, распространены отложения селевых поперечных волн, с отложениями субфации фронтальной волны и заплесков [Лаврушин и др., 2015]. Наконец, в устье лога формируются морфологически конуса выноса. Остается лишь добавить, что в отрицательных неровностях днища лога, возникающих во время прохождения селя, образуются мелкие остаточные водоемы, в которых происходит накопление соответствующих осадков.

Кинемато-динамические индикаторы проявления грязевых селевых потоков и излияний

Среди селевых отложений прежде всего охарактеризуем стрежневую фациальную обстановку потока. Одной из важнейших особенностей данной обстановки является интенсивное эрозионное воздействие потока на свое ложе. В результате происходит не только насыщение материалом текущего потока, его транспортировка, но и специфический процесс ассимиляции отложений ложа потока. В разрезе Костенки-14 наблюдалось два типа подобных нарушений. Один из них был представлен в виде контрастно окрашенных наклонных полос гумусированного суглинка, захваченных из нижележащей погребенной почвы (гумусного горизонта). Подобное «растаскивание» отложений из ложа высокоплотностным селевым потоком является одним из признаков начального проявления послойно-пластического течения. Второй тип деформаций отражает более интесивное воздействие потока на отложения ложа. В этом случае в отложениях ложа возникает мелкая линзовидность, особенно проявляющаяся в контрастно окрашенных отложениях в виде гнейсовидноподобной текстуры (рис. 5).

Для рассматриваемого типа селевых потоков седиментологические проявления наиболее полно представлены в отложениях фаций латеральной зоны, которые представлены в виде так называемой наслоенности. По нашим представлениям, специфика аккумуляции процесса селевого осадконакопления состоит в виде локального отслаивания и прекращения движения порций сверх уплотненного осадочного материала, возникшего в процессе перенасыщенности материалом потока наносов. Выпавшая из движения порция материала продолжает находиться под активным воздействием продолжающей движение выше расположенной части потока. В результате в осадках возникает так называемая внутрипластовая текстура получившая название наслоенность, в ходе возникновения которой происходит дальнейшее уплотнение материала. На участке смены крутого уклона продольного профиля на пологий, происходит активное возникновение поперечных селевых волн, способствующих образованию так называемых заплесков и соответствующих отложений одноименной фации.

Процесс формирования отложений фации заплеска отличается своей динамичностью и под его воздействием может происходить гибель мамонтов, о чем свидетельствуют костища этих животных. По нашему мнению к этому типу относится костище так называемого второго комплекса стоянки Замятнина (Костенки-2) [Борисковский,1963]. Не исключено, что первоначально аналогичного генезиса представляли собой костища слоя 1а стоянки Костенки 11 [Лаврушин и др., 2015], хотя роль мощных излияний в этом процессе может оказаться даже более значительной, чем предполагалось раньше.

Рис. 8. Шифероподобный нижний контакт одного из пластов, в котором содержались крупные однонаправленные обломки мелового мергеля. Фото А.А. Синицына.

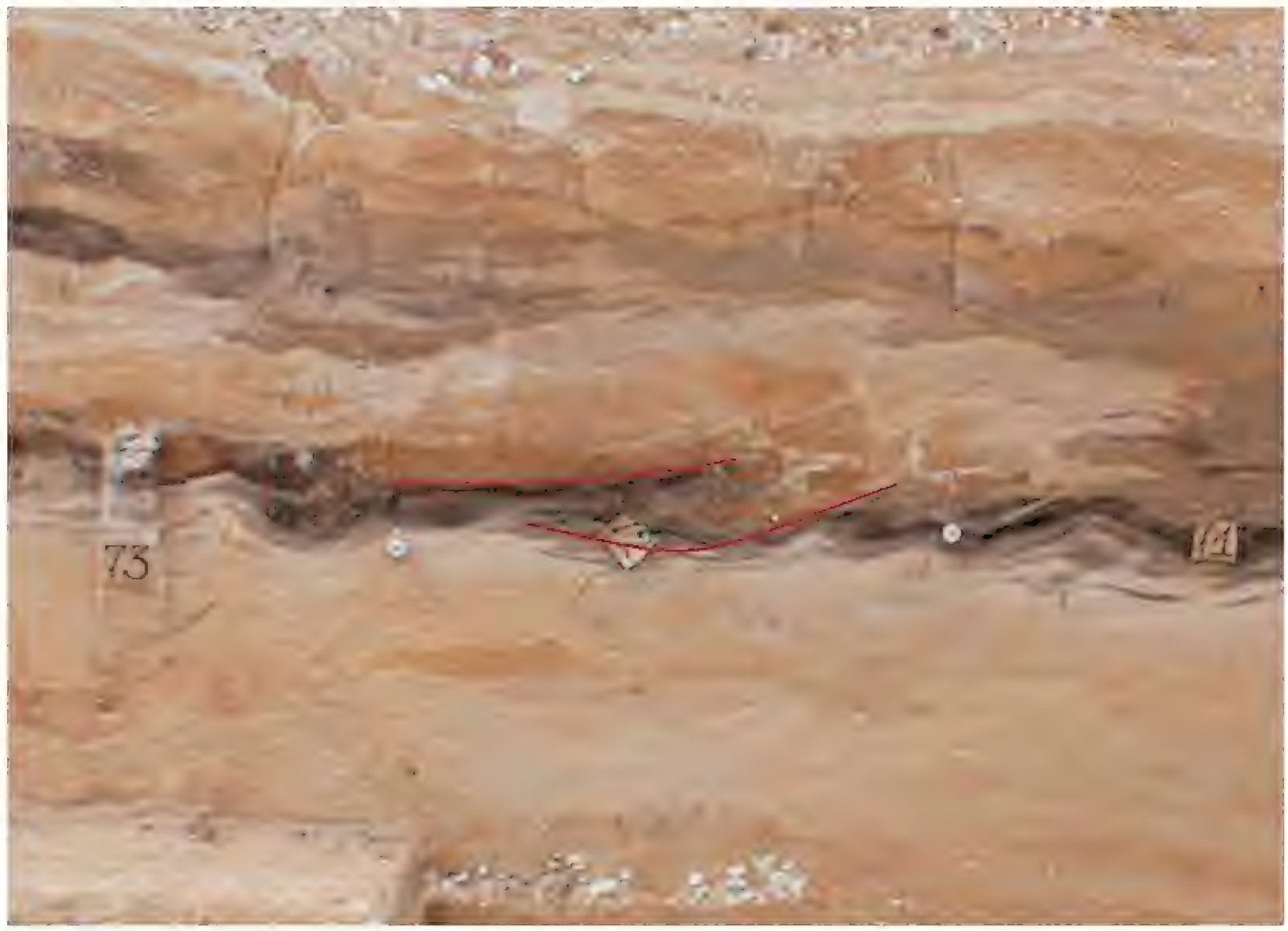


Рис. 9. Мелкочешуйчатые разрывы погребенной почвы. На некоторых участках гумусовый почвенный горизонт оказывается перекрыт фрагментами нижележащего бурого почвенного горизонта. Фото А.А. Синицына

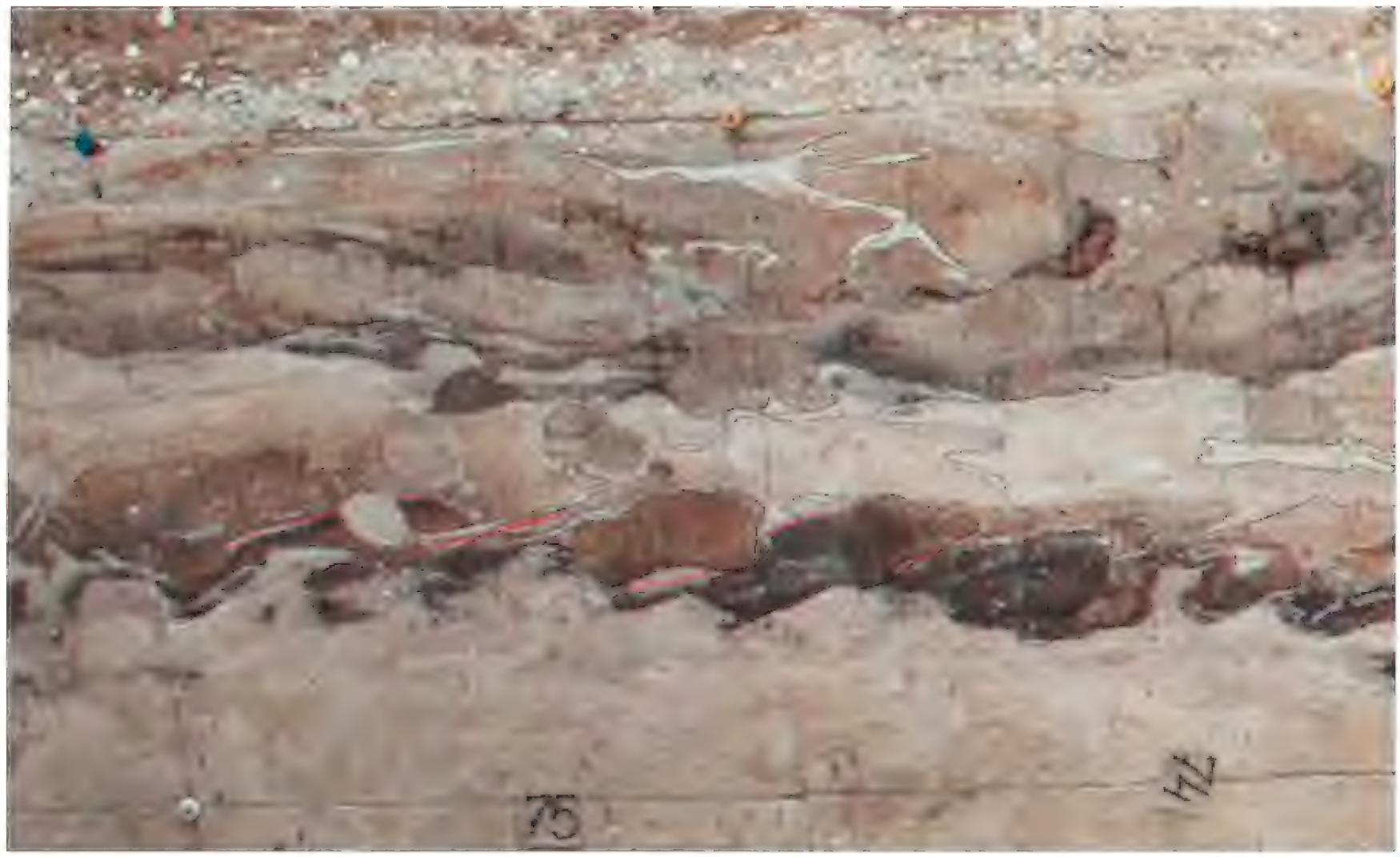


Рис. 10. Погребенный почвенный горизонт, расчлененный деформациями сдвига. Фото А.А. Синицына.

Рис. 11. «Плавающие» мелких включений обломков мелового мергеля в толще суглинка в основании грязевого потока, свидетельствующие о вязко-пластичной консистенции материала. Фото А.А. Синицына.

Кинемато-динамическое воздействие разного типа достаточно ярко представлены в отложениях стоянки Костенки-14. Геологический разрез этой стоянки долгое время изучал и неоднократно публиковал А.А. Синицын [2002, 2004, 2014, 2015 и др.]. Естественно, главное внимание этот исследователь уделял археологическим проблемам: выделению культурных слоев, их датированию разными методами и изучению артефактов. Специально вопросы генезиса отложений им не рассматривались. По нашей просьбе А.А. Синицын предоставил нам электронные версии некоторых ранее опубликованных фотографий, которые сопровождаются по мере необходимости нашими комментариями. В этой связи, необходимо также напомнить, что некоторые данные о литологии отложений, вскрытых в археологическом раскопе этого памятника нами были отмечены раньше, но, видимо, в недостаточно четкой форме [Лаврушин и др., 1989].

Первый момент, на который необходимо обратить внимание, в данном разрезе имеется несколько пластов супесчано-суглинистых образований. Для нижних контактов некоторых пластов оказались свойственны шифероподобного («волнового») типа с волнами различного размера. Подобного типа контакты, точнее «волны», отражают возникновение в основании движущегося пласта или его фрагмента продольно-струйчатого типа внутреннего течения возникшего в отложениях и являются надежным индикатором процесса скольжения по поверхности нижерасположенных отложений.

В некоторых шифероподобных контактах имеются сохранившиеся остатки глинистых отложений, по которым скользила уплотненная пластина супесчано-суглинистого материала. Иногда к этим контактам приурочены разобщенные крупные удлиненные обломки мелового мергеля, имеющие одинаковую ориентировку длинных осей, аналогичную простиранию элементов рельефа шифероподобного рисунка контакта. Простирание элементов рельефа и совпадающая с ним ориентировка длинных осей обломков мелового мергеля отражают направление движения пластины (рис. 8).

Нередко кинемато-динамическое воздействие движущегося потока на нижележащие слои отражается в виде деформаций сдвига. В разрезе Маркина гора между культурными слоями 3 и 4а имеется, по крайней мере, два горизонта погребенных почв в строении которых хорошо выражены отмеченные деформации. Для нижней из них характерно мелко чешуйчатое строение, возникшее благодаря образовавшимся полого- выпуклым книзу сегментоподобными плоскостям разрывов, нарушающие сплошность горизонта почвы (рис. 9). Эти разрывы-надвиги, расчленяют погребенную почву на отдельные сегменты. Обсуждаемое воздействие сказалось также на нижележащих под почвой песках, в которых под давлением возникало уплотнение и частичное выдавливание их по возникшим разрывам, с образованием поверх перекрывающей их погребенной почвы линзообразного включения. В результате может существенно усложнится стратиграфическое истолкование разреза. На представленном рисунке обращаем внимание читателя на два момента. Это прежде всего «разорванный» слой погребенной почвы с упоминавшимися разрывами, полости которых заполнены нижележащими песчано-алевритовыми образованиями, которые поверх фрагментов почвенного горизонта образуют линзообразное включение из нижележащих отложений, под действием процессов выдавливания. Второй момент – это наличие небольшой протрузии диапирового типа, хорошо видной на демонстрируемом снимке, что также подтверждает высказанное мнение о нахождении отложений в напряженном состоянии и возможности проявления процесса выдавливания. Наконец, еще один момент, на который необходимо обратить внимание. Речь идет о том, что части почвенного горизонта, лежащего в нормальном состоянии непосредственно под гумусовым горизонтом, оказываются, расположенными в виде отдельных фрагментов поверх гумуса.

Вышележащая почва оказалась в большей степени деформирована процессом сдвига и прослеживается лишь в виде разобщенных фрагментов. Возможно, это связано с более близким расположением ее к подошве движущегося потока (рис. 10).

Помимо отмеченных деформаций в разрезе 1988 г. были зафиксированы разрывы пластов, наличие зон тонкой трещиноватости, в которых иногда оказывается выражена особенно в нижней части трещин однонаправленная их изогнутость, вероятно отражающая зачаточное проявление внутрислойного среза, а также «обезглавленность» почвенных горизонтов, чешуйчатые срезы [Лаврушин и др., 2015]. Наконец, иногда в разрезе встречаются суглинисто-супесчаные отложения селевых образований, обогащенные мелкогалечным и гравийной размерности материалом мелового мергеля. Подобный тип строения отложений потока, содержащий фрагменты легко разрушающихся пород, возможно, связан с участками недостаточно уплотненного материала, находящегося в вязко-пластическом состоянии (рис. 11). В разрезах также можно видеть отложения водных овражных ручьев, которые сложены песком с включением мелко-галечного материала карбонатных пород, расположенного в виде коротких «цепочек». Возникновение подобного типа «цепочек» возможно отражает проявление в них вторичного послойно-пластического течения,

возникшего в результате кинемато-динамического воздействия расположенного выше грязевого потока (рис. 12).

Отражение кинемато-динамического воздействия схода грязевых потоков и излияний в строении культурных слоев

Культурные слои выделяемые исследователями на «костенковских» памятниках по нашему мнению по своему строению могут быть подразделены на два типа. В строении первого из них помимо имеющейся частично упорядоченно расположенной «археологической атрибутики» существуют непосредственные следы одновременного или разновременного обитания древнего человека в виде землянок, жилищ, кострищ, ям-углублений разного типа и назначения, наличия погребений, скоплений каменных и костных фрагментов, фиксирующих возможное месторасположение «мастерских» по изготовлению орудий и т.д.

Особенностью строения культурного слоя второго типа, является отсутствие какой-либо непосредственной связи с проявлениями хозяйственно-бытовой деятельности древнего человека непосредственно на данном месте. Кроме того для

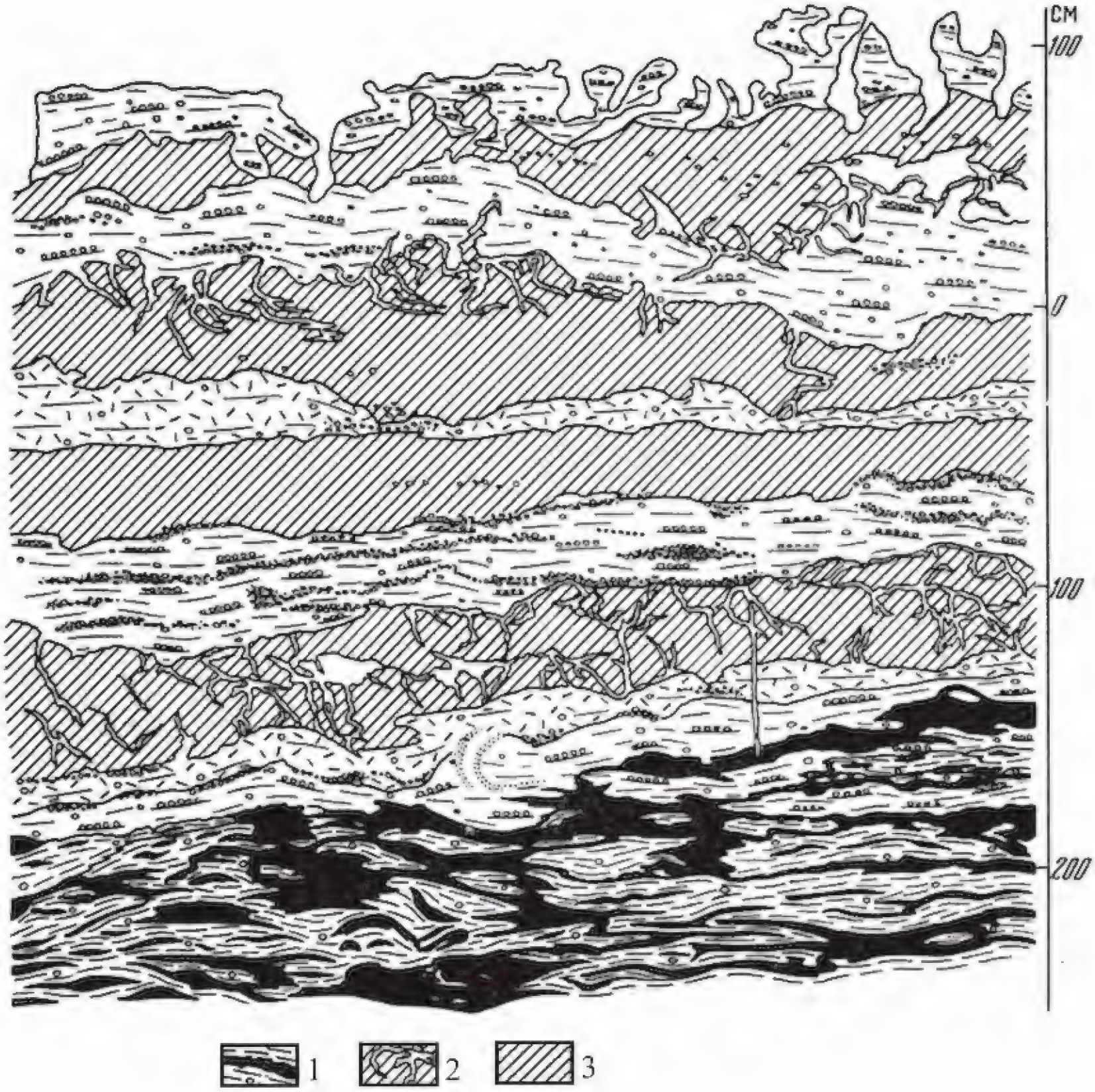


Рис. 12. Особенности кинемато-динамического преобразования отложений, обнаруженные в раскопе стоянки Костенки -14 в 1988г. [Лаврушин и др., 2015]

1 – гнейсовидная текстура в толще гумусного горизонта погребенной почвы; 2 – тонкая трещиноватость и разрывы в обезглавленных уплотненных почвенных горизонтах; красные линии-намечающиеся плоскости среза; имеется горизонт, в котором отсутствует трещиноватость, что, свидетельствует о возможно, завершившемся этапе процесса «соструганивания»[

данного типа оказывается свойственно наличие сочетания сохранившихся разновозрастных фрагментов жизнедеятельности, что подтверждается, на памятнике Костенки-14. На упомянутом памятнике это подтверждается смесью разновозрастного материала, что установлено полученными многочисленными радиоуглеродными датировками костного материала и древесного угля согласно публикациям А.А. Синицына. Данный тип выделен нами в качестве «седиментационного шлейфа» культурного слоя и соответственно связан с последующими седиментационными преобразованиями отложений. В результате образуется так называемый культурный слой, представляющий собой смесь разнородного и разновозрастного материала антропогенной деятельности. В Костенках рассматриваемый тип культурных слоев может быть представлен в виде безконтурного размещения «плавающих» «разобщенных друг от друга» артефактов, с «растащенной» примесью мелкого угля без заметных следов кострищ, или каких-либо следов антропогенной жизнедеятельности. Второй вариант отличается лишь концентрацией артефактов в нижней части слоя (культурный слой 3). Не исключено, что может быть обнаружен еще один вариант, в котором артефакты сконцентрированы в виде линзоподобных уплощенных включений. Подобного типа «шлейфы» могут возникать в процессе ассимиляции культурного слоя селевым потоком, отложения которого первоначально обладали вязкой консистенцией. Линзоподобный тип залегания артефактов мог быть обусловлен в наносах движущегося селевого потока проявлением послойно-пластического течения. В результате этого седиментационного процесса происходило «растаскивание» антропогенного материала, смешение его разновозрастных фрагментов и фактически уничтожение первоначально существовавших памятников. Как правило, проявлений следов локальной жизнедеятельности в непосредственной близости от подобных шлейфов не обнаруживается или она проявляется в очень ограниченном размере в виде незначительных сохранившихся фрагментов. Естественно все отмеченные преобразования зависят от дальности переноса материала культурного слоя и интенсивности воздействия движущегося селевого потока на свое ложе. К подобному типу может быть отнесен седиментационный культурный слой IVб. Важно отметить неоднозначность отнесения этого культурного слоя к тому или иному типу. По мнению А.А. Синицына слой IVб обнаруживает связь, с так называемым слоем очагов, расположенным ниже. По имеющимся данным, подобная корреляция требует дополнительной аргументации. Это связано с наличием непосредственно выше очажного слоя, некоторых признаков существования внутри седиментационного перерыва. Кстати, на данном памятнике так называемый «слой очагов» может быть отнесен к первому типу строения культурного слоя.

По нашему мнению изучение «культурных» слоев второго типа может служить важным дополнительным поисковым индикатором при археологических исследованиях. Более того, полученные из них даты свидетельствуют, о разновозрастности отдельных элементов существовавшего памятника. По типу строения можно говорить о незначительной транспортировке антропогенного материала.

О причинах гибели хоботных и табунных животных; ресурсы мясной пищи

Установление в рассматриваемом районе распространения отложений грязевых потоков, в том числе и в виде мощных излияний катастрофического типа послужило одной из важнейших причин концентрации мамонтов в Костенках. Согласно данным многих исследователей, крупные млекопитающие в том числе и слоны, периодически нуждаются в минеральных пищевых добавках. Особую потребность слоновые имеют к глинистым минералам и кальциту, концентрация которых в грязевых селевых образованиях в рассматриваемом районе достаточно значительна. Специально этот вопрос в отечественной литературе неоднократно обсуждался В. Лещинским [Лещинский, 2003 и др.] и рядом зарубежных исследователей (см. списки литературы в публикациях В. Лещинского). В этой же связи уместно напомнить результаты исследований погибшего на севере мамонтенка Димы. Как показало исследование его внутренних органов пищевод и желудок у него оказались почти нацело заполнены алевритоглинистым материалом [Шило и др., 1983].

Концентрация мамонтов в Покровском, Аносовом и Александровском логах была обусловлена не только морфологией, особенностью которой являлась, как упоминалось, значительная ширина днищ и борта, отличавшиеся в нижней своей части незначительными уклонами. Наиболее важным фактором являлись мощные излияния грязевых потоков, служивших необходимой минеральной пищевой добавкой к питанию мамонтов особенно в весеннее время, что вызывало скопление этих животных. Возникавшие излияния обладали значительной ударной силой, что, как отмечалось, могло приводить как к ранению животных, так и их гибели. Важно отметить, что на демонстрируемом фрагменте карты (рис. 1), на котором показаны в основном территории Покровского, Аносова и Александровского логов. Эти лога имеют пологовогнутый поперечный профиль, на бортах которых

имеется сосредоточение значительного количества разновозрастных многослойных археологических памятников. К этому же участку приурочено значительное количество костного материала, принадлежащего преимущественно мамонтам. Именно в этом районе выявляется корреляционная связь между значительным количеством стоянок и костных остатков этих животных, часть из которых, по мнению археологов и палеозоологов, была расположена (в костищах) в порядке близком к анатомическому. Это сосредоточение памятников и значительного количества костного материала мамонтов послужило одним из оснований для выделения данного участка в качестве Центра позднего палеолита в с. Костенки на Дону.

Необходимо отметить еще один важный момент. «Кладбища» (костища) мамонтов находятся на склонах южной или близкой к ней экспозиции бортовых частей логов. Поэтому не исключено, что весной эти участки раньше освобождались от снежного покрова и возникавщий молодой травянистый покров и появлявшаяся ранняя зелень кустарников также могли привлекать мамонтов.

Что касается табунных животных (имеются в виду лошади) можно в данной работе ограничится лишь напоминанием, что недавно «кладбище» этих животных было описано поблизости от Костенок в Дивногорье [Лаврушин и др., 2010]. В Дивногорье возникновение этого «кладбища» было обусловлено гибелью этих животных в результате схода щебнисто-каменных селевых потоков. Благодаря локальным особенностям проявления селевого осадконакопления в приустьевой части оврага периодически возникали подпрудные водоемы, вода в которых была обогащена карбонатом. Подобный состав воды был главным фактором, который способствовал возникновению скоплений лошадей именно в данном месте, поскольку вода, обогащенная карбонатом, является лакомством для этих животных. В Костенках археологами в районе Маркиной горы в разрезе памятника Костенки 14 были обнаружены костные остатки, принадлежащие 2–3 лошадям. По мнению некоторых археологов гибель этих животных происходила в ходе загонной охоты древнего человека. При этом не учитывается два обстоятельства. Первое из них данное местонахождение находится сравнительно недалеко от выходов в логе Покровского карбонатных пород: мелового мергеля и писчего мела. Следовательно, вода в лужах и небольших остаточных водоемах в русле ручья и на поверхности днища лога могла быть насыщена карбонатом. Во-вторых, эти животные отличаются повышенной пугливостью и обладают высокой скоростью передвижения, что вызывает определенные сомнения в использовании данного способа охоты. В порядке очень неуверенного нашего предположения можно высказать мнение об использовании при данном типе охоты (если он существовал), домашних собак. Но и в этом случае, необходимо допустить, что в это время уже могли быть специально дрессированные охотничьи собаки. Какими-либо доказательствами в этом плане мы не располагаем, хотя археологами допускается, появление домашних собак у древнего человека примерно около 30 тысяч лет назад. Правда, оценка их охотничьих способностей для использования древним человеком пока никем не охарактеризована.

В последние годы нами активно развивается концепция о возникновении скоплений и гибели (или обездвиживания) как лошадей, так и мамонтов в результате воздействия экстремальных природных процессов. Что касается упомянутых костяков лошадей, обнаруженных археологами в раскопе стоянки Костенки-14, то следует обратить внимание на приуроченность их залегания к нижнему контакту пласта грунтового потока. Поскольку на представленной нам фотографии костный материал лишь частично ориентирован по направлению движения грунтового потока, можно думать, что гибель лошадей произошла поблизости от места обнаружения костяков (рис. 13).

Это не исключает, что лошади погибли несколько выше по течению при неожиданном сходе грязевого потока, а их трупы были сдвинуты потоком лишь на небольшое расстояние.

Опубликованные радиоуглеродные датировки костного материала костища мамонтов, расположенного на склоне борта лога при выходе в современную долину Дона (стоянка Костенки 11, слой 1а) позволяет говорить, что в его составе имеется разновозрастный материал [Радиоуглеродная хронология…, 1997]. Это послужило основанием для утверждения о продолжительности их накопления. Подобный вывод не согласуется с представлениями некоторых археологов о возникновении «кладбищ» с деятельностью «охотников на мамонтов». По нашим представлениям образование костищ было связано, как говорилось, с кинематодинамичным воздействием экстремальных природных событий [Лаврушин и др., 2015]. Одновременно это послужило основанием для вывода о близкой связи концентрации «поселений» в Костенках к одному из источников мясной пищи.

В связи с изложенным является уместным непосредственно в этой части статьи кратко обсудить вопрос о способе сохранности мамонтового мяса. В этом плане исследователи полагают, что съедобность мяса могла быть обеспечена постулируемой в данном районе имевшейся вечной мерзлотой, хотя конкретной аргументации о существовании последней обычно не приводится.

Рис 13. Скопление костей 2–3 лошадей в разрезе Костенки-14, расположенных в приконтактной зоне с отложениями грязевого потока

Черной стрелкой показана заметная ориентировка крупных трубчатых костей, обусловленная направленностью движения перекрывающих потоковых образований. Фото А.А. Синицына.

Анализ материалов, приводимых в публикациях археологов по раскопкам отдельных памятников в Костенках и наши собственные наблюдения, показывает, что обнаруженные хозяйственные ямы, землянки или даже погребения обычно имеют четко сохранившиеся границы без каких-либо следов «оплывания». Отсутствие проявлений подобных процессов как раз убедительно свидетельствуют об обратном, об отсутствии в рассматриваемый интервал времени в данном районе вечной мерзлоты. Кроме того об этом же свидетельствуют наши наблюдения на археологическом памятнике Костенки-1. Изучение на этом памятнике суглинков, вскрытых в забое шурфа, выявило их обогащенность тонкодисперсным карбонатом. Это обогащение заметное на стенке шурфа имеет форму, напоминающую «облаковидное» распространение тонкодисперсного карбонатного материала без четких ограничивающих его границ. Подобное явление нередко образуется вследствие промачивания пород током грунтовых карбонатных приповерхностных вод. Не исключено, что стоянка была расположена в непосредственной близости от выхода на дневную поверхность водного источника в виде ключа.

Таким образом, мощные селевые потоки и излияния, обнаружение следов существовавшего выхода воды в виде ключевого источника, отсутствие геоиндикаторов существовавшей вечной мерзлоты, наличие на археологических памятниках активного производства земляных работ вплоть якобы до сооружения в «мерзлом» грунте землянок – все вместе взятое вызывает серьезные сомнения о наличии многолетмерзлых грунтов во время обитания здесь позднепалеолитических сообществ.

Результаты палинологических исследований

В результате анализа опубликованных палеоботанических [Миняев, 1969] исследований по территории Европейской России и проведенных палинологических работ на памятниках в с. Костенки было установлено [Спиридонова, 1991, 2002], что в изученном интервале позднего палеолита ни разу полностью не происходило восстановление современного зонального типа растительности. Полученные материалы позволяют констатировать о значительном богатстве и разнообразии состава флоры, что было обусловлено миграциями некоторых ее видов на территорию Русской равнины.

Подтаежные виды были представлены в основном в составе луговых сообществ. В этапы потеплений это были бореальные виды – голарктические и евроазиатские таежные виды, среди которых встречаются: Lycopodium annotinum L., Ledum palustre L., Oxycoccus palustris Pers., Vaccinium myrtillus L., V.vitis-daea L., восточноевропейские сибирские виды Abies sibirica Ledeb., Pinus sibirica De Tour, Cystopteris sudetica A.Br. et Milde, Picea abies (L.) Karst., Alnus incana L. прибрежных, а также болотных и лесных флористических комплексов, среди которых выделяются евро-сибирские подтаежные виды: Botrychium multifidum (s.g.Gmel.), Rupr., Polygonum bistorta L., Filipendula ulmaria (L.) и восточно-европейские (сарматские) виды, такие, как Ulmus laevis Pall. Широколиственные древесные паневропейские элементы флоры в оптимумы потеплений продвигались на территорию бассейна Дона, хотя и не получили широкого распространения. Здесь, в первую очередь, можно отметить Quercus robur L., Corylus avellana L., Ulmus glabra Huds., Tilia cordala Mill. В отдельные этапы среднего и позднего валдая происходило значительное усиление роли степных и пустынных средиземноморско-центральноазиатских элементов флоры, виды рода Artemisia подрода Seriphidium, Ceratoides papposa (Botsch. et Lkonn.), Kochia prostrata (L.) Schrad и северо- средиземноморско-туранские элементы, среди которых чаще встречается Ephedra distachya L. Кроме них по сравнению с современной флорой была велика роль гипоарктических и гипоарктоальпийских видов (Betula папа L., Selaginella selaginoides L., Polygonum viviparum L.), а также арктического вида Armeria scabra Pall., Roem. et Schult. В составе флоры значительную роль играли горные среднеевропейские виды (Helianthemum alpestre (Jacq.) D.C., H. ovatum (viv.) Dun.). В оптимуме среднего валдая возрастала роль амфиатлангических, европейско-атлантических видов (Ophioglossum vulgatum L., Lycopodium inundatum L., Armeria vulgaris L.) [Миняев, 1969 а, б].

Приведенные материалы показывают, что состав флоры времени позднего палеолита в рассматриваемом регионе имел смешанный состав и отражает значительную изменчивость тренда своего развития. По нашему мнению, эта его особенность могла быть обусловлена существовавшими различиями в динамике атмосферных воздушных масс. Даже уже перечисленные данные показывают, что в некоторые из этапов приоритетную роль мог играть не только западный перенос воздушных масс, но также сменяющие друг друга сибирские, туркестанские и даже средиземноморские воздушные массы. Иногда на контакте различных воздушных масс вдоль долины Дона могла возникать близкая к субмеридиональной фронтальная зона, вызывавшая возникновение пеплопада и дождей ливневого типа [Лаврушин и др., 2011, 2015].

Известно, что для рассматриваемого интервала позднего квартера было установлено три глобальных палеоклиматических события. Первое из них – это фрагмент длительного неледникового события, предшествовавшего последнему материковому оледенению., известное под наименованием среднего валдая (имеется в виду вторая половина этого интервала примерно от 40 до 20 тыс. л.н; здесь и далее используется С-14 возраст). По имеющимся палинологическим и палеозоологическим материалам для среднего валдая была свойственна палеоклиматическая обстановка холоднее современной, несмотря на наличие в его внутренней структуре нескольких этапов относительного потепления. Отсутствие в это время на равнинах суши покровного оледенения и установленная климатическая обстановка позволяет рассматривать данное палеоклиматическое событие продолжительностью около 40 тыс. лет в качестве длительного холодного неледниковья. Наиболее важная для нас завершающая фаза второй половины данного климатического события отражает палеоклиматический тренд переходного периода от холодного неледниковья ко времени максимума распространения последнего оледенения происходившего примерно на расстоянии около 1000 км от края последнего ледникового покрова

В соответствии с результатами палинологических исследований для отложений второй половины среднего валдая, было выявлено 4 этапа потеплений, продолжительность которых менялась от 3 до 6 тыс. лет, разделенных похолоданиями длительностью от 0,5 до 2 тыс. лет. Для потеплений была реконструирована преимущественно лесная растительность, представленная главным образом ландшафтами островных массивов хвойных лесов [Спиридонова, 2002]. Особенно значимым оказался этап 34–40 тыс.л.н., для которого была восстановлена следующая смена палинологических зон: береза→сосна→ель→ольх + единичные широколиственные→ель→сосна→береза. Этот этап может быть сопоставлен с известным кашинским потеплением.

В этапы похолоданий были установлены «недревесные» спорово-пыльцевые спектры, в которых содержатся в разном количестве ксерофитные элементы флоры (чаще элементы туранской флоры). В настоящее время степные сообщества в тундровой зоне встречаются только на Чукотке и в приледниковых районах юго-западной Гренландии. В обоих случаях характерна приуроченность этих степных сообществ к наиболее низкоширотным районам тундровой зоны, что по мнению

Б.А. Юрцева [1967], можно объяснить только гелеофитной природой этих сообществ.

Принципиально другого типа «недревесные» спектры приурочены к отложениям, соответствующим фазе максимального распространения ледникового покрова или близкой к ней. Здесь, помимо Betula папа, B. sect. Fruticosae, редко встречается слабо развитая пыльца Pinus, а среди травянистых преобладает мезофильное и гигрофильное разнотравье (без участия ксерофитных элементов). Следовательно, только в период максимума оледенения в умеренных широтах возникали условия, близкие к арктическим тундрам.

Наконец, кратко рассмотрим третий этап – позднеледниковье (до аллерода включительно).

Для данного этапа были свойственны преимущественно полуоткрытые и открытые ландшафты, что подтверждается палинологическими и палеозоологическими данными [Лаврушин и др., 2011]. Тем не менее для общего тренда развития ландшафтов по воссозданию гиперзоны лесной растительности, она имеет с ней не всегда выдержанную однородную направленность. Для этого тренда оказались свойственны открытые ландшафты, с участием представителей флоры аридной обстановки с участием маревых и полыней. Состав фауны млекопитающих (мамонты, песцы) свидетельствует о достаточно холодном климате. Таким образом, для переходного периода от оледенения к межледниковью основной тренд климатических изменений был весьма специфичен. При общей его направленности к потеплению для него были свойственны неоднократно возникавшие разномасштабные похолодания и потепления, осложняющие структуру палеоклиматического тренда.

Краткие сведения о возрасте грязевых потоков и излияний плывунов

Необходимо констатировать, что вопрос о возрасте грязевых потоков и излияния плывунов все еще мало разработан. Поэтому этот вопрос требует дополнительного обоснования. В этом отношении необходимо отметить, что излагаемые ниже геохронологические данные заимствованы нами из публикаций А.А. Синицына [2006, 2009, 2014, 2015]. В этом плане больше всего материалов опубликовано по памятнику Костенки – 14. Частично эти результаты показаны на рис. 14. По выделяемому этим исследователем культурному слою 1 приводятся датировки по костям, среди которых можно выделить три условные группы: 19 700–20 000, 21 000 и 22 500–23 000 л.н. (С-14 возраст). Для культурного слоя 2 получены даты

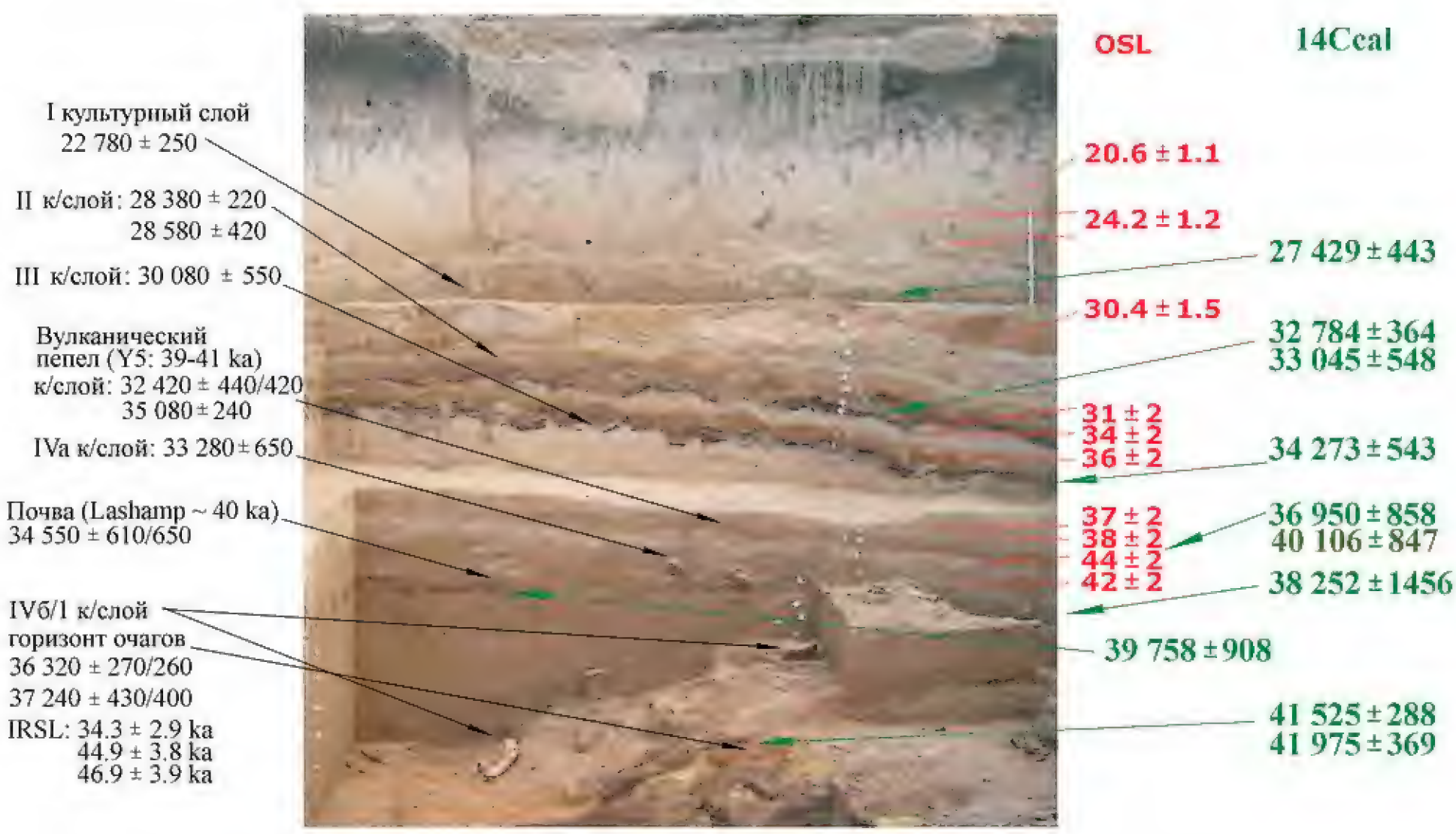


Рис. 14. Геохронология культурных слоев стоянки Костенки-14 по А.А. Синицыну [Синицын, 2015 и др.]. Фото А.А. Синицына.

как по костям, так и древесному углю. Для датировок по костям были выделены три группы: 25 090–25 600, 26 400 и 28 500 л.н. По фрагментам древесного угля, полученные датировки, были подразделены на следующие группы: ~26 700, ~28 000 и ~29000 л.н. Все полученные датировки из ниже расположенных культурных слоев производились только по фрагментам древесного угля. Из культурного слоя 3 были получены 5 датировок: ~27 000, ~28 000, ~29 000, ~30080, ~31760 л.н. В так называемом «горизонте в пепле» были получены следующие даты: ~29 000, ~32 000 и ~33 220. Из культурного слоя IVа получены даты: ~32 000, ~33000 (в том числе в основании слоя) 33 000 л.н., ~34 000 л.н. По древесному углю из культурного слоя IVб были получены следующие датировки: ~32,5, ~34, ~35, ~36, ~37 тыс. л.н.

Необходимо отметить, что для некоторых образцов проводилась дополнительная очистка и для них были получены более древние датировки, отличающиеся от первоначальных на 2000 лет, а иногда даже несколько больше. Единичные «очищенные» датировки в настоящей статье нами не использовались. Есть различия в имеющихся единичных датировках, полученных по одному и тому же образцу в разных лабораториях. Этот вопрос также для целей настоящей статьи не является актуальным. Важным моментом для нас является вопрос о значении этих многочисленных дат. В этом отношении в связи с развитием представлений о седиментационных шлейфах культурных слоев полученные даты по костному материалу или древесному углю дают представление о возрасте культурных слоев существовавшей стоянки, но, что очень важно, не отложений, хотя иногда в публикациях между этими понятиями не делается различий. В этом плане следует особенно подчеркнуть, что грязевые потоки и излияния плывунов, а также сформированные ими толщи отложений являются, как более древними, чем даты, полученные по фрагментам костей и древесному углю, так и могут быть более молодыми. Действительно, поскольку в настоящей статье развиваются представления о том, что часть выделяемых культурных слоев представлена в виде седиментационных шлейфов, это позволяет считать, что возраст собственно последнего потокового образования должен быть моложе, наиболее молодой даты, полученной из того или иного шлейфа. Но не всегда столь однозначно можно оценить возраст рассматриваемых отложений. В этом плане, естественно необходимо обращать внимание не только на важные полученные геохронологические данные, но также на необходимость исследования сочетания внутриформационных перерывов, погребенных почв, отложений вторичных мелководных водоемов, что сделано еще не в полной мере. Важность работ по изучению именно этого направления исследований связана с неодинаковыми скоростями накопления генетически различных осадочных континентальных образований. В этом плане мы ограничимся лишь одним примером, связанным с селевым седиментогенезом. Как установлено исследователями-селеведами, продолжительность отдельных селей может ограничиваться от нескольких минут до буквально нескольких дней, т. е. речь идет о чрезвычайно высокоскоростных процессах. За этот очень короткий интервал происходит как интенсивная экзарационная, так и аккумулятивная деятельность селевых потоков и излияний, В результате создается необходимость совершенно по-новому осмыслить не только методы отбора образцов, но и интерпретацию полученных результатов и в целом геологического разреза, сложенного генетически разнородными образованиями.

Как показали наши исследования в Дивногорье, один из последних этапов селепроявления был в интервале времени 14,5–13 тыс. л.н. Не исключено, что преобразующее воздействие этого этапа могло частично отразиться на селевых образованиях и археологических памятниках, содержащих культурный слой 3 и моложе в пределах Маркиной горы. Но этот вопрос требует своего дальнейшего изучения. В отношении установления возраста селевых и плывунных образований большой интерес могли бы представить датировки обнаруженных скелетов лошадей, мамонта и бизона. По нашему мнению, эти датировки могли бы в некоторой степени осветить этот вопрос. Почти \целые скелеты животных скорее всего свидетельствуют об их гибели от динамического воздействия грязевых образований, а не действий первобытных охотников. В этом отношении нами специально оговаривается, когда речь идет о костяках лошадей, о возможной незначительной транспортировке их трупов только грязевым потоком или плывуном. Во всяком случае каких-либо следов воздействия древнего человека на костях этих животных археологами не обнаружено.

О причинах концентрации древних сообществ в Костенках

Возникновение высокой плотности населения в рассматриваемый интервал времени в данном месте было обусловлено благоприятными условиями жизнеобеспечения. В этом отношении имеется в виду почти постоянно существовавший относительно легкий способ добычи ресурсов питания. Для времени первой половине позднеледниковья (до примерно геохронологического уровня 14,6 тыс. лет), максимума последнего оледенения, второй половины среднего валдая иногда значительную роль в составе крупных млекопитающих

могли играть мамонты. Правда, не исключено, что даже при относительно небольшом количестве этих животных постоянная потребность в минеральной пищевой добавке могла вызывать их локальную концентрацию. По нашему мнению именно этим может быть объяснено значительное количество мамонтового костного материала на археологических памятниках в Костенках.

Для данного интервала позднего палеолита известны также крупные костища, почти нацело состоящих из костей мамонтов, обнаруженные археологами в приустьевой части Аносова лога. На этих костищах, как полагают археологи, древний человек сооружал свои жилища, используя крупные кости в качестве строительного материала (в безлесный этап), мебели, а также как дрова о чем свидетельствует отсутствие древесного угля и присутствие в части культурных слоев только костного угля. Перечисленное показывает, что процесс адаптации человека каменного века к существовавшей природной обстановке отличался значительной пластичностью. Судя по полученным наиболее молодым геохронологическим данным, можно считать, что крупные костища возникло не позднее 14,6 тыс. л.н., а собственно человек каменного века, обитал в данном месте примерно с середины среднего валдая [Синицын, 2015] и может быть даже несколько раньше.

Как известно, костище-жилище, демонстрируемое в Костенковском музее, образовано костями разного возраста от 22,7 до 14,6 тыс. лет. Датировки, полученные по костному углю, определяют время гибели животных, что дает основание полагать, что, в целом, процесс формирования данного костища был достаточно продолжительным, происходил неоднократно, как было показано, под воздействием возникавших грязевых селей или излияний плывунов [Лаврушин и др., 2015]. Как отмечалось, в расширенных приустьевых частях логов происходило скопление мамонтов, стремящихся полакомиться отложениями грязевых потоков. Значительная динамичность грязевых селей и излияний, способствовала гибели, ранению и обездвиживанию мамонтов, что представляло относительно легкую добычу для обитавших поблизости людей. По нашим представлением длительное наличие большого количества животных, возможность использования подранков или даже погибших животных в качестве пищевого ресурса, являлись важнейшим фактором способствовавшим концентрации в данном районе местных жителей. Это не исключает наличие также антропогенных хиатусов разной длительности, возникновения которых требует своего дальнейшего объяснения. В этом плане, до сих пор не имеется надежных археологических данных об обитании человека каменного времени в рассматриваемом районе в фазу максимума последнего оледенения и в первую половину позднеледниковья.

Что касается концентрации населения в рассматриваемой нами второй половине среднего валдая, то система питания сообществ позднего палеолита была связана не только с мамонтами, но и лошадьми. Отличительной особенностью археологических стоянок данного возраста являлось их пространственное расположение в верхней части склонов логов. Наконец, ландшафт дополнялся хвойной лесной растительностью, которая использовалась населением в качестве дров. В целом концентрация большого количества стоянок в данном районе объясняется близостью как к мясным, так и растительным источникам питания.

Мясные ресурсы, в данном случае, главным образом, пополнялись за счет раненных (возможно и погибших, как считают некоторые археологи) животных. При этом это были как мамонты, так и лошади.

Что касается растительных ресурсов важно обратить внимание на то, что пространственное расположение стоянок находилось поблизости от увлажненных днищ логов, на которых произрастала дикая прибрежно-водная растительность, стебли (может быть и корни, корневища) которой, как полагает группа исследователей, могли использоваться в качестве пищи [Revedin et al., 2009].

Заключение

В заключение кратко остановимся на важнейших результатах, проведенных исследований. С этой целью необходимо прежде всего обсудить вопросы причинно-следственного обоснования возникновения концентрации разновозрастных поселений позднепалеолитического человека в пределах территории, на которой частично находится современное с. Костенки, которая была выделена нами в качестве долговременно существовавшего Центра позднего палеолита на Дону. Говоря другими словами, речь идет прежде всего об избрании древним человеком именно этого локалитета, а не севернее или южнее от с. Костенки по долине р. Дон. В этом плане важнейшими предпосылками явились геолого-геоморфологические, в том числе гидрогеологические, особенности территории. В геоморфологическом плане, как показали результаты археологических исследований, большинство «поселений» расположено на склонах крупных логов, что, возможно, связано с определенной «закрытостью» территории. Второй момент, может быть даже более важный, состоит в том, что к этим формам рельефа приурочены основные источники жизнеобитания, в виде как мясной, так и растительной пищи. Основными источниками мясной пищи служили лошади

и мамонты. Но скопления этих животных располагалось в разных местах. Скопления лошадей были приурочены, главным образом, к верховьям логов, мелкие притоки которых размывали толщи мелового мергеля и писчего мела, обогащая карбонатом воды ручьев и луж. Подобная вода являлась лакомством для диких лошадей. Возникающие экстремальные дожди в виде ливней, а также грязевые селевые потоки, способствовали ранению и гибели этих животных, которые могли быть одним из источников пищи для древнего человека.

Скопления мамонтов были приурочены к низовьям логов о чем свидетельствуют давно уже установленные «кладбища» мамонтов. Ранение и гибель этих животных происходила во время схода экстремальных и катастрофических грязевых потоков и излияний. Анализ морфологии имеющихся в данном районе крупных логов, с учетом литологического состава дочетвертичных отложений, послужил основой для разработки оригинальной концепции их возникновения. Существо ее состоит в признании наличия в толще преимущественно песчано-глинистых отложений сеномана, грунтового подземного потока. Образование своеобразных седиментационных ловушек двух типов, наполнявшихся песчано-глинистым грязевым материалом. Процесс возникновения логов был обусловлен регрессивной миграцией последовательно возникавших временных седиментационных ловушек, располагавшихся в виде виртуальной «цепочки», вдоль потока подземной «реки», продуцировавших мощные излияния грязевых потоков. Палинологическими исследованиями в районе проведенных исследований была установлена резкая смена палеоландшафтов на уровне примерно 23 тыс. л.н., отражающей исчезновение островных хвойных лесов, сочетавшихся со степными пространствами, и появление тундры.

В целом установленные особенности локальной природной обстановки и особенно селевого седиментогенеза рассматриваемого интервала позднего неоплейстоцена, позволяют понять причины возникновения Центра позднего палеолита на р. Дон в с. Костенки.

Авторы сознают, что многие идеи, изложенные в настоящей работе, далеко не в полной мере могут быть восприняты как исследователями четвертичного периода, так и археологами. По нашему мнению, это связано в значительной мере с их новизной и в первую очередь необходимостью дальнейшего развития учения о генетических типах четвертичных отложений, а также пересмотре принятой и устоявшейся идеологии некоторых направлений археологических исследований. При этом не исключается проведения дополнительного обоснования высказанных положений и их развития. Тем не менее, авторы после долгих раздумий, решились на их публикацию, учитывая, что новое поколение исследователей квартера сумеет поставить в этом отношении «точки над и…».

Благодарности. Авторы считают необходимым выразить огромную благодарность постоянному исследователю археологии Костенок А.А. Синицыну за оказанную помощь в создании настоящей работы, а также безвременно ушедшему известному археологу и уроженцу этих мест Н.Д. Праслову, который внес определенный вклад в развитии нашей заинтересованности в исследовании геоархеологических проблем.

Данная работа была выполнена в рамках госзаказа 0135-2016-0004, с частичной финансовой поддержкой для проведения полевых работ по гранту РФФИ № 14-06-0061.

Литература

Бурова Н.Д., Синицын А.А., Степанова К.Н. Модели освоения территории в верхнемпалеолите Восточной Европы. 2014, доклад. Институт Истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург *(*sinit-syn@as6238.spb.edu, *)*

Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Синицын А.А., Тимирева С.Н. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора) // Археология, этнография и антропология Евразии 2009, 4(40), 4. С. 35–50.

Верещагин Н.К., Кузьмина И.Е. Фауна млекопитающих // В кн. Палеолит Костенковско Борщевского района на Дону, 1982, Л., Наука, с. 223–232.

Дудин А.Е. Проблемы современного этапа исследования древнейших стоянок Костенковско-Борщевского района// Археологическое изучение центральной России // Липецк. 2006.

Лаврушин Ю.А., Праслов Н.Д., Спиридонова Е.А., Черняховский А.Г., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Эволюция процессов осадконакопления на склонах в связи с изменениями климата // Литология и полезные ископаемые, 1989, № 1, с. 23–42.

*Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Холмовой Г.В., Джал Э.Дж., Ходжинс Г.В., Кузьмин Я.В., Кураленко Н.П. В*ысокоразрешающая последовательность местных природных событий в центре Европейской части России 15–13 тыс. л.н. // Вестник ВГУ, 2011, № 2, с. 26–41.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите центра Восточной Европы. М., ГЕОС, 2015, с. 87.

Лаврушин Ю.А., Садчикова Т.А., Любин В.П., Беляева Е.В. Постседиментационные преобразования водно-потоковых и склоновых отложений раннего квартера Северной Армении // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода 2015, №74, с. 25–52.

Миняев Н.А. Гипоарктические (аркто-бореальные) элементы во флоре Северо-запада европейской части

СССР // В кн. Ареалы растений флоры СССР. Изд. ЛГУ, 1969а, с. 34–47.
Миняев Н.А. Горные среднеевропейские элементы во флоре Северо-Запада европейской части СССР. Изд. ЛГУ, 1969б, с. 5–33.
Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону 1879–1979. Л., Наука, 1982, с. 280.
Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии: проблемы и перспективы. 1997, С-Пб, ИИМК, с. 141.
Синицын А.А. Костенковская модель верхнего палеолита // В кн. Археологическое изучение Центральной России. Липецк, 2006, с. 44–46.
Синицын А.А. Костенки 14 (Маркина гора) – опорная колонка культурных и геологических отложений палеолита Восточной Европы для периода 27–42 тыс. лет // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований. Электронная библиотека музея антропологии и этнографии (кунсткамера) РАН, 2015, с. 40–59.
Синицын А.А. Прерывистость и преемственность в палеолите Костенок // Верхнедонской археологический сборник, Липецк, 2014, №6, с. 66–76.
Спиридонова Е.А. Палинологическое обоснование возраста отложений стратиграфической колонки стоянки Костенки-14 (Маркина гора) // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы. 2002, СПб, изд-во ИИМК, с. 237–246.
Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука, 1991.
Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. Киргиляхский мамонт (палеогеографический аспект). М. Наука, 1983, 214 с.
Юрцев Б.А. Степные сообщества Чукотской тундры и плейстоценовая «тундростепь» // Ботанический журнал, 1974, т. 59.
Sinitsyn A.A., Hoffecker J.F. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki // Quaternary international, 2006, h. 164–174.
Revedin A. Arancuren B., Becannini R., Lonco L O., Lippi V.V., Sinitsyn A., Spiridonova E. Alimenti vegetali a Bilancino e a Kostienki 16: il progetto deelkl 11 PP / Le risorse vegetali nel Paleolitico // Rivista di Sci. Preistoricht-L1X, 2009, 63–78.
Revedin A., Arancuren B., Becannini R., Lonco L O., Lippi V.V., Sinitsyn A., Spiridonova E., Svoboda J. Thirty thousand-year-old evidence if plant food processing // www.pinas.org/cgi/doi/10.1073/pnaqs.1006993107

Yu.A. Lavrushin, E.A. Spiridonova

ENVIRONMENTAL PREREQUISITES FOR THE FORMATION OF THE KOSTENKI LATE PALAEOLITHIC CENTRE AT RIVER DON

The paper argues for the location of the multi-layer archaeological sites in Kostenki at River Don in mudflow deposits and earthflows. According to archaeological data, the age of the sites is 42 to 13.5 ka BP. Concentration of the sites within a limited area made the ground for their recognition as a Late Palaeolithic Centre. Concentration of human "living sites" was caused by the occurrence of rich resources of meet and vegetable food. Meet resources were created mainly by extreme sedimentation processes. The most important of them were the two processes that produce powerful movements of liquid earth. The first one was characteristic for mudflows that occurred in slope erosional forms. The second process was related to underground earthflows formed by liquefied sandy-clayey Cenomanian deposits. Large masses of earth flows were accumulated in temporary sedimentary traps. Overloading of these traps or destruction of natural dams led to strong outbursts of liquid earth. The authors propose the formation model for such sedimentary traps. Mudflow deposits provided necessary mineral food addition, which attracted animals. High dynamics of mud outbursts led to death and injuries of animals and finally provided a long-existing source of meat food. During the periods of lower activity of mudflows, riparian and aquatic vegetation emerged at little water reservoirs in small valley bottoms. Some of its elements were also used as food sources. In the Mid-Valdai (MIS 3), spruce-pine forests on valley sides and water springs in valley bottoms supplied the human population with fuel and fresh water. During the woodless Late Valdai (MIS 2), mammoth bones were used as fuel, construction materials and furniture. The most comfortable environment for human habitation existed at closely located small valleys – Pokrovsky Log, Anosov Log and Alexandrovsky Log. In the result, the compact Late Palaeolithic occupation centre was formed in this area.

Keywords: Mid Valdai, Late Glacial, mammoth, horse, palynology, mudflow, natural catastrophe

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

СТРАТИГРАФИЯ РАННЕВАЛДАЙСКОГО ИНТЕРВАЛА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (МИС 5d-4)

С.А. Сычева, Т.Г. Григорьева, П.Р. Пушкина

Институт географии РАН. Старомонетный пер., 29. г. Москва. 119017. Россия sychevasa@mail.ru

Ранний валдай на Русской равнине, как в ледниковой, так и перигляциальной зоне, является сложно структурированным интервалом. Он включает два интерстадиала: кукуевский (МИС 5c) и стрелецкий (МИС 5a), когда формировались палеопочвы, и три стадиала: сеймский (МИС 5d), млодатьский (МИС 5b) и селиходворский (МИС 4), когда накапливались педоседименты и отложения другого генезиса; были эпизоды многолетней мерзлоты. Для сеймского и млодатьского слоев получены ОСЛ-даты: 115±7 тыс. л.н. и 91±1 тыс. л.н. соответственно. Зона сплошной многолетней мерзлоты установилась на Среднерусской возвышенности в конце раннего валдая – в селиходворский стадиал (МИС 4). В кукуевский и стрелецкий интерстадиалы образовались одноименные палеопочвы, с которыми были связаны горизонты глубокого сезонного промерзания. Установлено, что палеоландщафты времени формирования этих почв представляли собой лесостепи, климат был более континентальный, чем современный. В конце интерстадиалов обе почвы пережили кратковременную стадию лесного почвообразования, почвы которой наложились на уже сформированный черноземовидный (для стрелецкой почвы) или луговый (для кукуевской почвы) профиль. Продолжительность развития ранневалдайских почв была меньшей (3–7 тыс. лет), чем межледниковой рышковской палеопочвы (12–15 тыс. лет). Проведена корреляция стратиграфических подразделений раннего валдая Русской равнины с западноевропейскими подразделениями этого интервала.

Ключевые слова: ранний валдай, интерстадиал, палеопочвы, ОСЛ-даты, Среднерусская возвышенность, криогенный горизонт, лесостепь, стратиграфия.

Введение

Для перигляциальной и древнеледниковой областей Восточно-Европейской равнины события первой половины позднего плейстоцена, коррелируемой с морским изотопно-кислородными стадиями (МИС) 5d-4, не нашли детального отражения в известных отечественных стратиграфических схемах: МСК (Межведомственного стратиграфического комитета) [Стратиграфический…, 2006; Шик, Заррина, Писарева, 2006] и А.А. Величко с коллегами [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997; Величко, Морозова, Писарева, Фаустова, 2013]. Этому интервалу в лессовых районах Русской равнины соответствуют два уровня лесса (севский или внутримезинский и хотылевский), крутицкая почва, смоленский криогенный горизонт с фазами а и б (перед развитием крутицкой почвы и в последующее похолодание МИС 4). Схема создана на основании изучения плакорных лессово-почвенных разрезов и практически не менялись в течении последних 40 лет [Величко, 1969; Величко и др., 1997, 2004; Динамика, 2002].

Для ледниковых районов Восточно-Европейской равнины этого интервала разработана более детальная стратиграфия, включающая два интерстадиала и три стадиала (табл. 1) [Арсланов, 1987; Заррина, Краснов, Малаховский, Спиридонова, 1989].

В лессах Украины, Западной и Центральной Европы в ранневалдайское время (Early Weichselian) большинство исследователей выделяют 3–4 похолодания и 2–3 потепления – интерстадиалы амерфорт+бреруп (сен-жермен 1) и одерраде (сен-жермен 2), во время которых образовывались палеопочвы, имеющие местные названия [Герасименко, 2004; Gerasimenko, 2000; Frechen and et al., 2001; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Kukla, Koci, 1972; Pécsi, Richter, 1996; Terhorst, 2011, 2014; Van Vliet-Lanoë, Langohr, 1981; Zöller, Oches, McCoy, 1994 и др.]. С чем связано такое противоречие и как его преодолеть?

Таблица 1. Корреляция стратиграфических схем первой половины позднего плейстоцена ледниковых и лессовых районов Восточно-Европейской равнины

<table>
<tr><th colspan="3">Региональная унифицированная схема Европейской части</th><th>Арсланов, 1987, Зарина и др., 1989</th><th colspan="3">Величко и др., 1997</th><th colspan="2">Сычева и др., 2007, Сычева, 2012</th><th rowspan="2">МИС</th></tr>
<tr><th>Раздел/ Звено</th><th>Надгоризонт</th><th>Горизонт</th><th>Ледниковые районы</th><th colspan="2">Лессы и почвы внеледниковых районов</th><th>Криогенные горизонты внеледниковых районов</th><th>Лессы и почвы внеледниковых районов</th><th>Криогенные горизонты внеледниковых районов</th></tr>
<tr><td rowspan="6">Поздний плейстоцен</td><td rowspan="4"></td><td rowspan="4">Нижневалдайский (калининский)</td><td>Кругловское похолодание и оледенение</td><td colspan="2">Хотылевский</td><td>Смоленская фаза «б»</td><td>Селиховодворский Лесс</td><td>Селиховодворский</td><td>4</td></tr>
<tr><td>Круглицкий межстадиал (Ионенис 2)</td><td rowspan="4">Мезинский комплекс</td><td rowspan="2">Крутицкая почва</td><td rowspan="2"></td><td>Стрелецкая 75–80</td><td></td><td>5a</td></tr>
<tr><td>Похолодание</td><td>Тускарьский Лесс</td><td>Тускарьский</td><td>5b</td></tr>
<tr><td>Тосненский межстадиал Ионенис 1</td><td>Кукуевская 95–100</td><td></td><td>5c</td></tr>
<tr><td>Кругловское похолодание</td><td>Севский</td><td>Смоленская фаза «а»</td><td>Сеймский Педоседимент</td><td>Сеймский</td><td>5d</td></tr>
<tr><td></td><td>Микулинский</td><td>Микулинское межледниковье</td><td>Салынская</td><td></td><td>Рышковская почва или педолитокомплекс: 3–4 почвы. 130–117 тыс</td><td></td><td>5e</td></tr>
<tr><td>Средний плейстоцен</td><td>Днепровский</td><td>Московский</td><td>Оледенение</td><td colspan="2">Лесс</td><td>Московский</td><td>Лесс</td><td>Московский</td><td>6</td></tr>
</table>

Прежде всего, различия в детальности стратиграфических схем связано с жесткой установкой А.А. Величко и его последователей в том, что только плакорные разрезы, расположенные на высоких поверхностях (водоразделах, верхних частей склонов, высоких древних террасах), ни в коем случае не склоновые или палеодепрессионные, пригодны для решения этой задачи. Эта установка связана с твердым убеждением многих исследователей, что лессы имеют преимущественно эоловое происхождение, и на плакорах почвы перекрываются новыми порциями лессов и не переоткладываются в отличие от почв склонов и депрессий.

Однако существуют и уже давно изучаются отложения и палеопочвы этого времени в разрезах склонов и погребенных московско-микулинских палеоформ [Сычева, 1997, 2003б; Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012; Сычева, Гунова, 2003, 2004 и др.]. Палеоврезы этого возраста широко развиты на возвышенностях Восточно-Европейской равнины – на междуречьях Днепра, Волги и Дона [Галицкий, 1962; Скоморохов, 1982; Шанцер, 1935 и др.] и других территориях. Московско-микулинские палеоформы – это, как правило, фрагменты погребенных малых эрозионных форм (оврагов, ложбин, балок, малых водотоков) или депрессии другого генезиса. Они занимают стратиграфическое положение между днепровско-московским и валдайским лессами [Сычева, 1996, 1997, 2003б, 2006]. Хорошо сохранившаяся и легко узнаваемая рышковская почва (аналог салынской палеопочвы схемы А.А. Величко с соавторами [1997]) сформирована в микулинское межледниковье. Она широко развита на склонах и в днищах погребенных палеоформ и является главным репером (геосолью) позднего плейстоцена. Рышковская палеопочва позволяет очертить границы микулинского межледниковья, отделив его от заключительных этапах московского оледенения и начальных этапов валдайского оледенения, когда стали накапливаться отложения, заполняющие депрессии. Отложения первой половины позднего плейстоцена в палеоврезах достигают значительной мощности (6–7 м), как в опорном разрезе и геологическом памятнике в Александровском карьере Курской области, где проводились наши исследования.

Цель работы – охарактеризовать строение субаэральных отложений Среднерусской возвышенности первой половины валдайского оледенения.

Объектом наших исследований явились ранневалдайские отложения и палеопочвы в заполнении московско-микулинского палеоврeза, представленного в стенках Александровского карьера (рис. 1). Карьер, по добыче сырья для производства кирпичей, расположен в 10 км к югу от г. Курска. Благодаря многолетним исследованиям

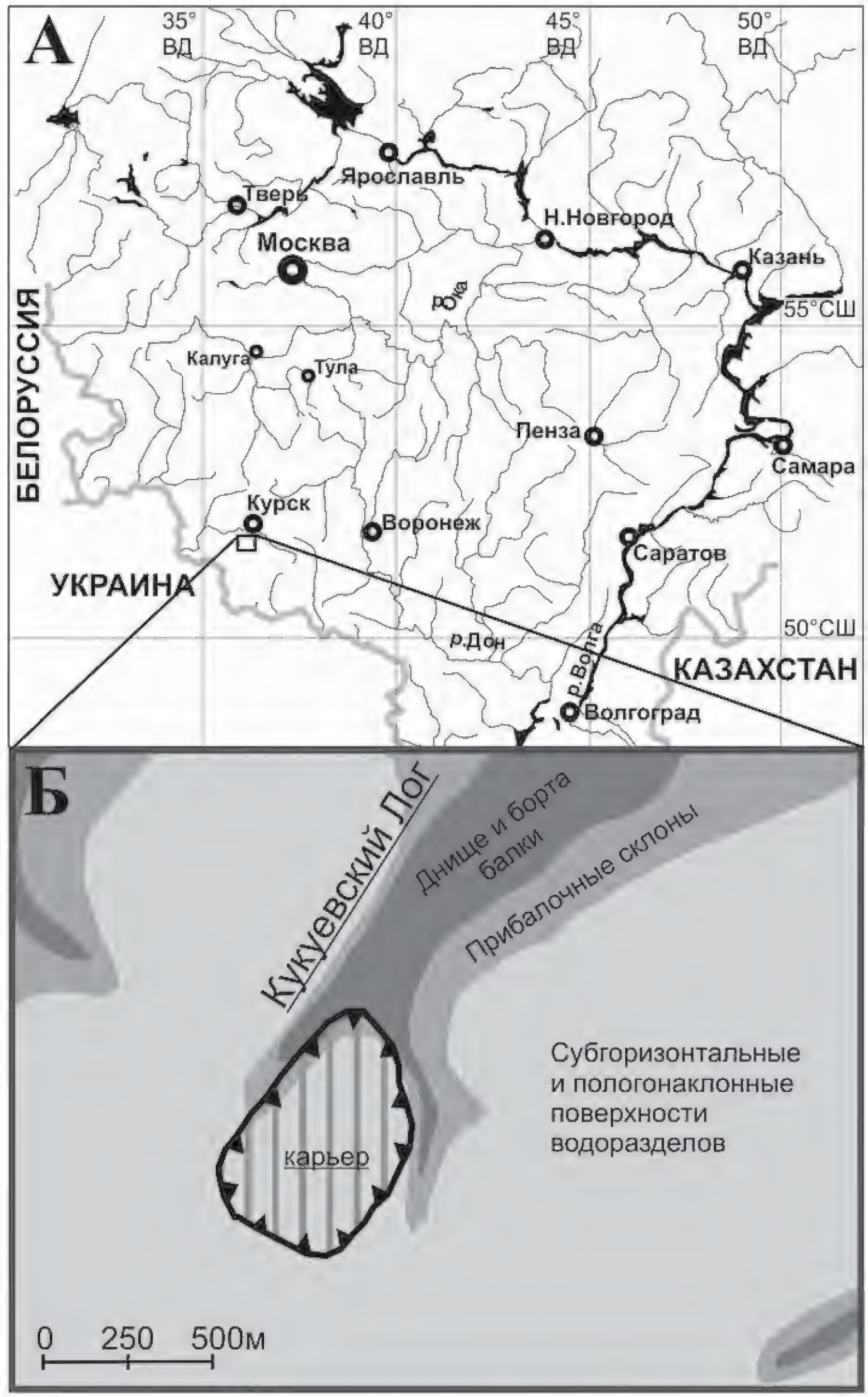


Рис. 1. Местоположение опорного разреза и памятника геологии в Александровском карьере

одного из авторов, данный объект не только является опорным разрезом позднего плейстоцена, но в силу своей уникальности объявлен памятником геологии регионального значения [Сычева, Шеремецкая, Григорьева и др., 2013].

Подходы и методы исследования

Основными реперами для стратиграфического подразделения субаэральных отложений и индикаторами палеоэкологических условий в почвенно-седиментационных толщах кроме биотических (зоо-, фитоостатков), которые не всегда сохраняются, являются палеопочвы, следы мерзлоты и других деформаций, формы рельефа, коррелятные отложения, обладающие диагностируемыми текстурными характеристиками [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997; Герасименко, 2004; Глушанкова, 2008; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Сиренко, 1977; Сычева, 1978, 1998, 2012; Холмовой, Лаврушин, Шпуль, 2007 и др.]. Поэтому, ведущим подходом при изучении педоседиментационных архивов является комплексное исследование, включающее палеопедологический, палеогеоморфологический, палеокриолитогенный, палинологический анализы.

Необходимыми условиями для формирования почв являются относительная стабильность поверхности (скорости почвообразования должны превышать скорости осадконакопления) и благоприятные климатические факторы для поселения растительности (закрепления поверхности, образования, накопления гумуса и др.) на протяжении относительно длительного времени, достаточного для формирования дифференцированного на горизонты почвенного профиля (от тысячи до нескольких тысяч лет). Погребенные почвы, таким образом, фиксируют наиболее устойчивые этапы рельефообразования и благоприятные биоклиматические условия (теплые полуциклы разнопериодных климатических колебаний) по сравнению с нестабильными условиями, когда высокие скорости осадконакопления подавляли почвообразование и накапливались субаэральные или субаквальные отложения [Сычева, 2008].

Следы мерзлотных процессов, проявившиеся в изменение в специфических нарушениях первоначального залегания слоев и создание особых посткриогенных текстур, однозначно отражают наиболее неблагоприятные обстановки (холодные полуциклы разнопериодных климатических ритмов: не только оледенений, стадиалов, но и внутримежледниковых похолоданий) [Данилова, Баулин, 1973; Нечаев, 1981; Попов, 1967]. Термокарстовые и эрозионные формы рельефа: западины, промоины, ложбины, делли, овраги, балки и отложения в их заполнениях – индикаторы нестабильных условий переходных периодов от холодных к теплым или от теплых к холодным [Величко, Нечаев, 1999; Воскресенский, 2001].

Для решения задачи детализации ландшафтно-климатических событий в прошлом лессово-почвенные архивы плакоров в значительной степени проигрывают по сравнению с почвенно-седиментационными архивами трансаккумулятивных и аккумулятивных ландшафтов (склонов, палеодепрессий или палеоврезов). Это объясняется тем, что информация в плакорных разрезах сжата – несколько событий фиксируется в одном объеме породы, где профили разновозрастных почв наложены или даже совмещены друг с другом. В заполнениях палеоврезов палеопочвы отделены друг от друга отложениями, образуя книгоподобные записи (педолитокомплексы) [Сычева, 2008]. Палеоэкологическая и климатическая записи в этом случае наиболее полны, а их расшифровка более достоверна и проста.

Основными диагностическими показателями, используемыми для установления диагностики палеопочв, являются: строение почвенного профиля, особенности органического вещества (тип гумуса, оптические свойства гуминовых кислот), закономерности распределения основных компонентов вещественного состава, сочетание устойчивых признаков мезо- и микростроения в генетических горизонтах и в профиле палеопочв [Герасименко, 2004; Глушанкова, 2012; Зыкина, 2006; Морозова, 1981; Сиренко, 1977; Сычева, 1978, 1998 и др.].

Специфика условий плейстоценового педогенеза, почти полное отсутствие современных аналогов, особенно для почв интерстадиальных и межфазиальных потеплений, неполнота данных о факторах древнего почвообразования предоставляют возможность лишь в отдельных случаях (для межледниковых почв) диагностировать ископаемые почвы до уровня типа или подтипа современных почвенных классификаций [Глушанкова, 2012; Морозова, 1981].

Диагностирование почв в основном сводится к выявлению результатов элементарных почвенных процессов (по И.П. Герасимову, [1973]) и их сочетаний. В связи с этим возникают определенные терминологические трудности. Названия ископаемых почв, в значительной мере условны и не свидетельствуют о полной аналогии древних почв современным почвенным типам с близкими названиями.

Для лучшего понимания морфогенетических характеристик палеопочв и диагностики элементарных почвенных процессов (ЭПП) кроме основного полевого макроморфологического опи-

сания в лаборатории было проведено детальное мезоморфологическое описание штуфов – больших образцов ненарушенного строения размером 20×10×10 см.

Палеокриолитологическое исследование палеопочв и разделяющих отложений, включающее макроморфологическое изучение криогенных образований и микроморфологическое исследование текстур в шлифах, характеризует переходные и холодные фазы климатических ритмов (оледенения, стадиалы, похолодания).

Палеокриогенные образования имеют свои аналоги в современной криолитозоне, приуроченные к ее областям с разными климатическими условиями. Особое палеогеографическое значение придается псевдоморфозам по ПЖЛ (повторно жильные льды) [Попов, 1960; Бердников, 1976; Величко, 1969; Нечаев, 1981; Мельников, Спесивцев, 2000]. Размеры, форма псевдоморфоз, характер границ, вмещающих и заполняющих весьма специфичны, что делает их хорошо узнаваемыми при полевых исследованиях. Псевдоморфозы по ПЖЛ отражают наиболее суровые климатические условия, так как в настоящее время развиты в северной части зоны многолетнемерзлых пород, где температура грунтов опускается до -3° и ниже [Каплина, Романовский, 1960]. Если эти криогенные образования, встречаются в разрезах, то можно уверенно говорить о существовании в прошлом сплошного распространения многолетней мерзлоте.

Размеры псевдоморфоз (вертикальные и размер полигонов) прямо отражают климатические и мерзлотные показатели. Крупные деформации: котлообразные псевдоморфозы, большие клиновидные структуры, несомненно, образовались в зоне сплошной мерзлоты, более мелкие клинья – в условиях прерывистой и островной мерзлоты [Данилова, Баулин, 1972; Каплина, Романовский, 1960; Москвитин, 1960; Конищев, Рогов, 1999 и др.].

Пятна-медальоны встречаются в северных областях прерывистой мерзлоты [Мельников, Спесивцев, 2000]. Увеличение размеров пятен показывает нарастание суровости климатических условий. Льдогрунтовые жилы характерны для островной мерзлоты.

Первично грунтовые жилы развиваются в пределах сезонного промерзания и не связаны с многолетнемерзлыми породами. Они обладают рядом диагностических признаков, но схожи с трещинами усыхания, так те и другие распространены в одних и тех же районах криолитозоны. Грунтовые жилы наиболее широко распространены в областях глубокого промерзания, также встречаются в подзонах прерывистой мерзлоты, и имеют смешанное происхождение (могут формироваться в определенные моменты как трещины усыхания). Мелкополигональные клиновидные структуры, нарушающие почвы на глубину не более 30–40 см, характеризуют условия глубокого сезонного промерзания вне зоны многолетнемерзлых пород.

Солифлюкционные образования (террасы, слои, линзы) формируются на склонах в условиях многолетнемерзлых пород, когда есть хотя бы небольшой уклон, позволяющий течь водонасыщенному грунту по мерзлому слою [Мельников, Спесивцев, 2000]. Другие аструктурные пластичные деформации: складки, петли, инволюции формируются в условиях сезонно-талого слоя, зажатого между многолетнемерзлыми породами и слоем сезонного промерзания. Аструктурные деформации характерны для более гумидных условий в области многолетней мерзлоты.

Важными криогенными индикаторами перигляциальных условий в период деградации многолетней мерзлоты являются эрозионно-термокарстовые формы: овраги, делли, западины.

Текстурный анализ отложений позволяет подразделить процессы рельефообразования, и в том числе осадконакопления во времени, выявить их последовательности. На основной процесс отложения или удаления осадка непосредственно указывают как доседиментационные, возникшие посредством процессов денудации, так и синседиментационные текстуры, образовавшиеся в результате аккумуляции [Ботвинкина, 1965; Селли, 1981; Справочник по литологии, 2008]. Остальные текстуры дают представление об условиях среды осадконакопления (первичные, вторичные текстуры и текстуры смешанного типа) и процессов преобразования осадка (постседиментационные текстуры), через которые в свою очередь можно выйти на процесс образования осадка.

Для выявления процессов, создающих ту или иную осадочную толщу, формирующуюся на определенном этапе развития балочной формы, учитываются доседиментационные (эрозионные контакты и пр.) и синседиментационные (флювиальные косослоистые пачки и пр.) текстуры. Первичные, вторичные и смешанные текстурные признаки накладываются на уже образованный осадок (ходы корней, землероев, солифлюкционные складки, следы растрескивания). Происхождение постседиментационных текстур выясняется при анализе вышележащих толщ, после чего выбирается та толща, к которой они приурочены. Такие текстуры указывают в основном на обстановку преобразования осадка и отражают температурно-влажностные характеристики и их динамику.

На основе текстурного анализа сделаны выводы о тенденциях развития различных экзогенных процессов, изменения температурно-влажностных

характеристик грунта и нестабильности климатических условий в целом на рубеже микулинского межледниковья и раннего валдая. Рассмотрены и систематизированы текстурные признаки каждого этапа на макро- и микроуровне.

Проведено микроскопическое изучение текстурных особенностей ранневалдайских отложений, заполняющих погребенные врезы. Совместное изучение текстур отложений как на макро-, так и на микроуровне позволяет получить значительно более подробную информацию об условиях формирования отложений. Макротекстуры прежде всего указывают на первичный процесс образования осадка, в то время как микротекстуры по большей мере отражают его вторичные изменения, в частности ландшафтно-климатические условия среды осадконакопления. Изучение микротекстур может особенно успешно применяться при изучении слоистости, так как позволяет изучать характер сортировки частиц разной размерности, создающих те или иные слоистые текстуры.

Изучение почвенно-седиментационной толщи московско-микулинского палеоврeза велось в искусственных обнажениях стенок карьера (шурфах и зачистках). Основным был вертикальный шурф глубиной более 10 м (в статье приводятся результаты исследования толщи от средневалдайской александровской палеопочвы до межледниковой рышковской палеопочвы) и прилегающая к нему горизонтальная зачистка размером 10×5 м. Шурф и зачистка заложены практически в центральной (прительвежной) части погребенной балки, которые наиболее полно отражают характер и дифференциацию текстурных признаков отложений во времени и пространстве и где наилучшая сохранность палеопочв в заполнении палеоврeза.

Материалы исследования

Изученная балочная форма заложилась в конце московской стадии днепровского оледенения, пройдя стадию перигляциального оврага [Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Сычева, 2003 б, 2006]. В микулинское межледниковье палеоформа была относительно стабильна, о чем свидетельствует хорошо развитая рышковская палеопочва на склонах, можностью 1,2-1,8 м и трехметровый одноименный педолитокомплекс в днище балки (рис. 2) [Сычева, 1998; Сычева, Шеремецкая, Григорьева; Sycheva, 2000]. В погребенной балочной форме сверху вниз выделяются следующие слои (рис. 3):

1. Голоценовый типичный или выщелоченный чернозем мощностью 150–170 см.

2. Поздневалдайский буровато-палевый лесс мощностью 50–80 см.

3. Брянская интерстадиальная палеопочва: A1-Bca-Bg-Cg – перигляциальная лесостепная дерново-карбонатная мерзлотно нарушенная почва. Мощность – 60–80 см до 110 см. Ее радиоуглеродный возраст – 33140±230 BP или 37620±670 cal BP (Ki-8211).

3а. Тускарьский оглеeный лесс развит над днищем палеобалки. Мощность 30–50 см. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. ^{14}C-даты, полученные по коллагену костей: 39710±580 BP или 43600±640 cal BP, 40200±420 BP или 43870±670 cal BP (Ki-10868).

4. Александровская интерстадиальная палеопочва: A1-Bg-Cg – лесостепная влажно-луговая почва, нарушена солифлюкцией. Мощность – 40–60 см. 14C-возраст почвы – 49500±520 BP или 53740±2120 cal BP (Ki-15275).

4а. Селиховодворский слой – педоседимент стрелецкой палеопочвы с котлообразными псевдоморфозами, разбивающими стрелецкую и кукуевскую палеопочвы. Мощность 10–70 см.

5. Стрелецкая интерстадиальная палеопочва: A1-ABca-BC – лесостепная лугово-черноземная с гумусовыми языками. Мощность – 60 см, с педоседиментом – 70–130 см.

5а. Млодатьский слой – педоседимент кукуевской палеопочвы. Мощность 10–25 см.

6. Кукуевская интерстадиальная палеопочва: A1-BC – лесостепная черноземно-луговая почва с гумусовыми языками. Мощность – 20–25 см, с педоседиментом – 30–50 см.

7. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные суглинки. Мощность 300–400 см.

8. Рышковская палеопочва микулинского межледниковая. В днище палеобалки это – сложная циклично построенная почвенно-седиментационная толща, включающая 3–4 почвенные профиля: Ao-A11-E1g-A12E-E2p-A1Bt- Bt-BC, мощностью 150–180 см до 340 см. На склонах развита погребенная лесная почва – аналог современных текстурно дифференцированных дерново-подзолистых почв (альбелювисолей): A1-E-Bt-BC мощностью от 100 до 200 м.

9. Московский лесс – палевый легкий суглинок, карбонатный.

^{14}C- и ОСЛ-даты палепочв и отложений и сопоставление с МИС

Особый интерес для данной публикации представляют отложения (слой 7), непосредственно связанные с началом заполнения балки в конце микулинского межледниковья – начале ранневалдайского похолодания (сеймский педоседимент или слой 7, рис. 2, 3). Сеймский педоседимент

– продукты последовательного разрушения и переотложения материала различных горизонтов рышковской почвы микулинского межледниковья (рис. 4). Он занимает стратиграфическое положение внутримезинского (севским) лесса схемы А.А. Величко [Величко и др., 1997], возраст которого не определен. В плакорных разрезах Русской равнины (вне палеоврезов и склонов) севский лесс в чистом виде, практически, не встречается.

Кроме того, объектами нашего исследования явились ранневалдайские палеопочвы: кукуевская (слой 6) и стрелецкая (слой 5), разделяющий их млодатьский лесс (слой 5а) и перекрывающий стрелецкую почву селиховодворский лесс (слой 4а) (рис. 5, 6, 7). Почвы образовались в течении двух интерстадиалов, следовавших за микулинским межледниковьем. На Среднерусской возвышенности ранневалдайские палеопочвы сохранились в особых условиях – в заполнениях погребенных московско-микулинских палеоврезов или на склонах современных балок (в прислонениях) [Скоморохов, 1982; Сычева, 1997, 2003а, 2008]. Датирование ранневалдайских почв невозможно как радиоуглеродным, а также оптически люминесцентным методами, поэтому мы выполнили датирование разделяющих почвы лессов.

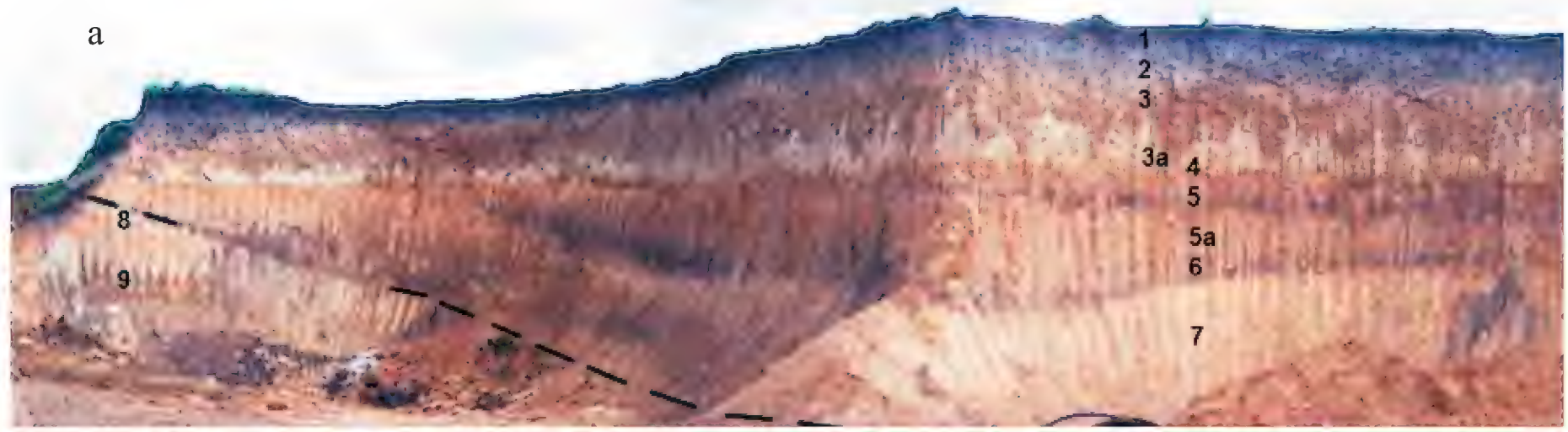
Возраст сеймского лесса в его верхней части был определен с помощью ОСЛ-датирования как 115±7 ka лет [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Полученная дата позволяет отнести образование сеймского слоя к первому ранневалдайскому похолоданию (МИС 5d). Для млодатьского лесса, разделяющего кукуевскую и стрелецкую почвы получена ОСЛ-дата – 91±1 тыс. лет, подтверждающая ранневалдайский возраст почв и позволяющая отнести время его формирования к МИС 5b. Палеопочвы, таким образом, формировались в интерстадиалы, соотносимые с МИС 5c (кукуевская) и МИС 5a (стрелецкая). Они разбиты крупными псевдоморфозами по ПЖЛ, приуроченными к перекрывающему селиходворскому лессу. Это дает основание приурочить образование селиходворского лесса и криогенного горизонта в наиболее холодный стадиал раннего валдая – МИС 4.

Полученная 14C-дата александровской палеопочвы – 53740±2120 cal BP вызвала необходимость пересмотра возраста почвы – отнесения ее к не ранневалдайскому, как мы считали ранее [Сычева, Гунова, 2003, 2004], а средневалдайскому времени [Сычева, Гунова, Симакова, 2007; Сычева, 2012]. Этот возраст был подтвержден ОСЛ-датой, полученной для перекрывающего александровскую почву тускарьского лесса – 50±3 тыс. лет [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Возраст селиховодворского лесса с учетом длительности формирования александровской почвы не может быть моложе 58 тыс. лет.

Стратиграфическое положение почв, радиоуглеродные и ОСЛ – даты, морфотипические характеристики позволяют сопоставить их с теплыми стадиями кислородно-изотопной кривой океанических осадков: брянскую и александровскую – с МИС 3, стрелецкую – с МИС 5a, кукуевскую – с МИС 5c, рышковскую (микулинскую) – с МИС 5e [Сычева, Гунова, Симакова, 2007; Сычева, 2012; Сычева и др., 2015]. Разделяющие их лессы и другие отложения коррелируются со следующими МИС: поздневалдайский – с МИС 2, тускарьский – с МИС 3, селиховодворский – с МИС 4, млодатьский – с МИС 5b, сеймский – с МИС 5d, московский лесс – с МИС 6.

Морфологический анализ почв и отложений

Вся ранневалдайская почвенно-лессовая толща разбита широкими клиновидными или котлообразными трещинами, начинающимися от верхней границы перекрывающего стрелецкую палеопочву делювия. Этот слой 4а (310–350 см) с криогенными деформациями, сложенный педоседиментом стрелецкой почвы, назван нами селиховодворский лессом с одноименном криогенным горизонтом (рис. 7) [Сычева, 2012]. Верхняя часть деформаций имеет ширину 40–60 см. К горизонтам А и В кукуевской почвы трещины сужаются до 5–10 см и проникают на глубину до 180–200 см, разбивая не только почву, но и проникают в сеймский слой, а на склонах палеобалки даже в слой 7 – рышковскую почву. При этом, проходя через кукуевскую почву, клинья частично аккумулируют гумус. По своему облику эти деформации отнесены нами к следам многолетней мерзлоты (псевдомофозы по повторно-жильным льдам). Они отражают важное палеоэкологическое событие – сильное похолодание, произошедшее на границе раннего и среднего валдая, сопровождающееся установлением многолетней мерзлоты в регионе [Величко, Зеликсон, Борисова и др., 2004; Сычева, 2012]. Сохранились и другие признаки многолетней мерзлоты, связанные с этим этапом, в виде наклонной мерзлотной текстуры в нижележащем слое 5 (стрелецкая палеопочва) и слое 5а (млодатьский лесс), образовавшейся после вытаивания шлиров льда (рис. 8). Селиховодворский криогенный горизонт, вероятно, является временным аналогом смоленского КГ, фазы «б» [Величко, Грибченко, Губонина и др., 1997]. На морозобойные трещины селиходворского КГ наложились мелкие трещины, заполненные материалом из средневалдайского (тускарьского) лесса [Сычева, 2012], залегающего над александровской почвой.



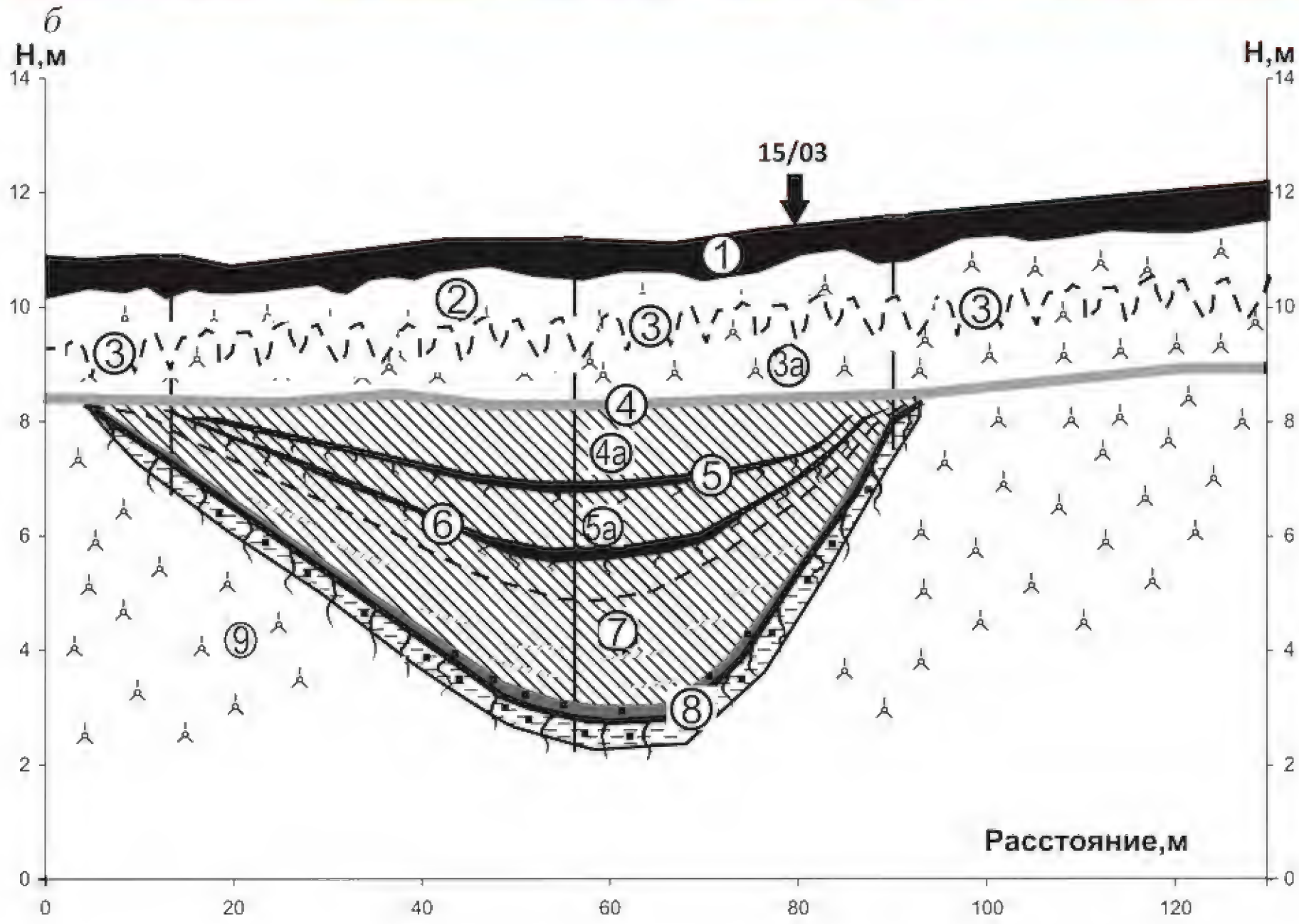


Рис. 2. Погребенная балка в Александровском карьере

а – общий вид, б – форма и схема строения отложений. Нумерация слоев см. в тексте: 1 – голоценовая почва, 2 – поздневалдайский лесс, 3 – брянская палеопочва, 3а – тускарьский лесс, 4 – александровская палеопочва, 4а – **селиховодворский** лесс, 5 – стрелецкая палеопочва, 5а – млодатьский лесс, 6 – кукуевская палеопочва, 7 – сеймский слой, 8 – рышковская палеопочва, 9 – московский лесс.

Под бинокуляром селиховодворский педоседимент (310–350 см) неоднороден: на общем охристо-коричневом фоне белесо-коричневые и черные пятна [Пушкина, Сычева, 2013]. На субгоризонтальных и субвертикальных поверхностях отмечаются карбонатные прожилки, мицелий, единичные нодули, куколки, пятна, в мелких порах карбонаты представлены отдельными кристаллами, встречаются Fe-Mn примазки и округлые конкреции. На субвертикальных поверхностях поры крупнее, чем на субгоризонтальных. Зерна кварца 0,2–0,4 см, чешуйки слюды. С уменьшением структурных отдельностей сохраняются карбонатный мицелий и карбонатные пятна (зарождающиеся конкреции), Fe-Mn конкреции и пятна, единичные зерна кварца; размер и количество пор уменьшается. Элементарный пед – орех, призма размером 2,5×1×1 см; 2×0,5×0,5 см.

Рис. 3. Строение позднеплейстоценовых отложений
а – общий вид, б – схема разреза. Нумерация слоев см. в тексте и рис. 2.

Стрелецкая палеопочва разбита морозобойными трещинами из селиховодворского криогенного горизонта на отдельные блоки (рис. 7) [Пушкина, Сычева, 2013].

А1 350–370/20 см. Серо-коричневый, пылеватый средний суглинок, мелкопористый, уплотненный, структура призмовидно-порошистая; вторичный мицелий, связанный с вышележащим лессом. Граница гумусовыми языками и трещинами.

Под бинокуляром горизонт А1 коричнево-бурый, хорошо оструктурен, преобладают субвертикальные трещины, единичный карбонатный мицелий, силтана на субвертикальной поверхности. На субгоризонтальной поверхности много пор диаметром 0,5–1 мм. На меньших структурных порядках на субгоризонтальной поверхности поры до 2 мм в диаметре, глинистые кутаны по порам, силтана, количество которой уменьшается по горизонту. Единичные поры заполнены кристаллами кальцита. Элементарный пед – орех (1×1,3×0,9 см) и призма (1,5×0,5×1 см).

АВ 370–388/18 см. Горизонт сохранился пятнами. Окраска неоднородная: буро-серые и палево-серые пятна, пылеватый средний суглинок, разно пористый, уплотненный, структура породная; отмечен вторичный мицелий, а также белесые силтаны и кутаны на поверхности педов, затеки гумуса.

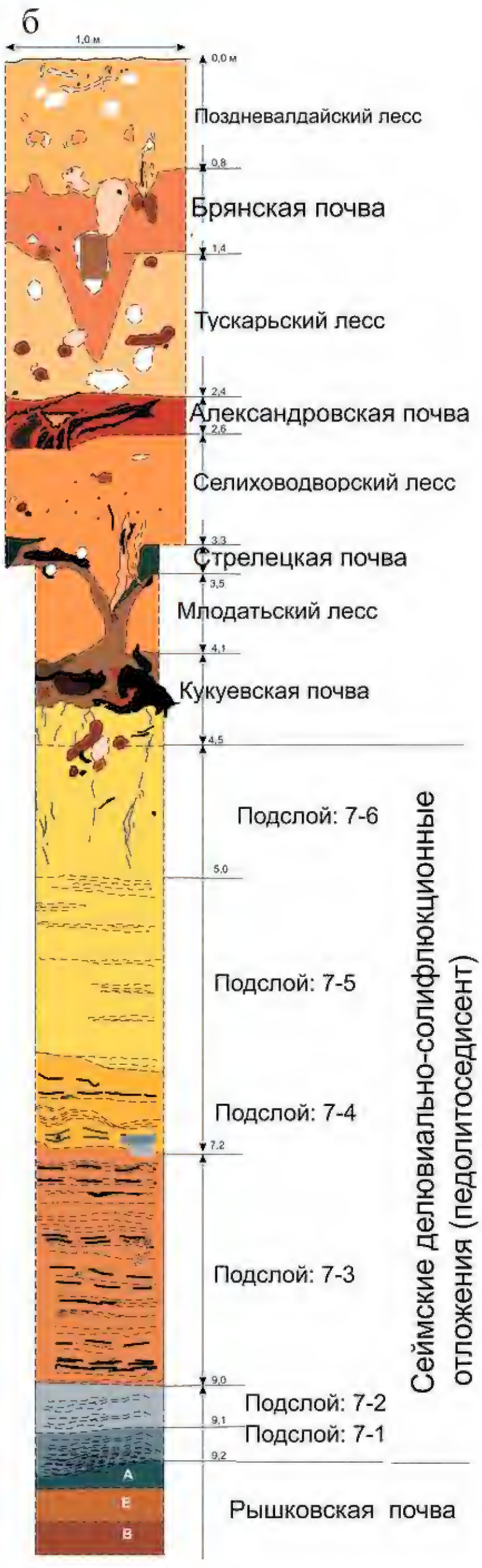
В 370–410/40 см. Горизонт не однороден по цвету: светло-коричневый и желто-коричневый пятна, встречаются мелкие фрагменты горизонта А буровато-палевого цвета, пылеватый средний суглинок, структура порошистая и мелкоореховатая, плотноватый, влажноватый; глинистые кутаны на поверхности педов. С глубины 390 см встречаются черные Fe-Mn примазки, тонкие глинистые кутаны не перекрывающие поры, силтана. Мелкие поры кутана заполняет полностью. Кроме кутан в крупных порах присутствует единичный карбонатный мицелий. Граница гумусовыми языками.

Под бинокуляром горизонт В коричнево-желтый, светлее предыдущего. Отмечаются Fe-Mn потеки, пятна, плохо оформленные конкреции, единичные крупные поры, по стенкам пор Fe-Mn пленки. Силтана встречается на субвертикальных и субгоризонтальных поверхностях. С глубиной ее количество уменьшается. Цвет становится однородным – бурым. Элементарный пед – треугольные и квадратные призмы (4×3×2,5 см), орехи 1,5×1,5×0,5 см; 1,3×1×0,3 см.

Горизонты АВ и В сформированы на млодатьском лессе. В них сохранилась нечеткая слоистость.

Млодатьский лесс в основном является педоседиментом кукуевской почвы, образованный за разрушения и переотложения склоновыми процессами горизонтов этой палеопочвы. Он представлен буровато-серым средним суглинком, неоднородным, крупнослоистым, со слабо выраженной таблитчатой структуры, со значительным количеством скелетаны [Пушкина, Сычева, 2013].

Кукуевская палеопочва нарушена трещинами, проникающими из селиховодворского и млодать-



ского лессов, и гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы.

А1 420–448/28 см. На серо-коричневом фоне отмечаются светло-коричневые пятна, средний суглинок, плохо выраженной ореховато-порошистой структуры, много пор до 0,5 мм, уплотнен; присутствуют: силтана, черно-бурые Fe-Mn примазки, глинистые кутаны, покрывающие поры. В верхней части горизонта кутаны более светлые и менее мощные, чем в нижней части, где они темно-коричневые, почти черные (гумусово-глинистые) и покрывают поверхность педов. Присутствуют также глинистые бурые кутаны по порам.

Под бинокуляром горизонт А1 – серо-коричневый с желто-коричневыми прожилками (затеки) и единичными темно-серыми Fe-Mn пятнами (диаметром 1,5–2 см), единичный карбонатный мицелий в нижней части горизонта, редкие Fe-Mn конкреции погружены в ВПМ. Глинистые кутаны отмечаются на поверхности пор, по ходам корней и мелким трещинам. На субвертикальных и субгоризонтальных поверхностях отмечается темно-коричневая гумусово-глинистая кутана. Кутаны часто перекрывает силтана. Присутствуют друзы и мелкие зерна гипса. Поры округлые и продолговатые, их мало, диаметр до 0,1 см. С глубиной исчезают Fe-Mn образования, количество силтаны и кутан сокращается, но они не исчезают полностью. Элементарные педы – зерна.

В 450–500/50 см. Желтовато-коричневый, структура комковато-порошистая, уплотнен; Fe-Mn примазки, силтаны, светло-коричневые глинистые кутаны, перекрывающие поры, поверхность крупных пор так же перекрыта глинистой кутаной.

Под бинокуляром горизонт В желто-коричневый с темно-коричневыми пятнами и затеками, Fe-Mn прожилки и пятна – черные блестящие, внутри бурые, многочисленные мелкие Fe-Mn конкреции до 0,1 см в диаметре, прожилки карбонатов, единичный карбонатный мицелий, силтана, желто-коричневая глинистая кутана как на субвертикальных, так и на субгоризонтальных поверхностях. Иногда она перекрыта силтаной. На силтане иногда встречаются Fe-Mn примазки или карбонатный мицелий. Эта кутана сохраняется и на педах меньших порядков. Элементарный педы – зерна.

По сравнению со стрелецкой палеопочвой профиль кукуевской почвы менее дифференцирован, но ее гумусово-аккумулятивный горизонт мощнее и лучше сохранился (рис. 5).

Сеймский горизонт (слой 7), перекрывающий межледниковую рышковскую почву, состоит из нескольких слоев (от 4 до 7 фаций), обладающих неоднозначными текстурными особенностями,

Рис. 4. Рышковская межледниковая палеопочва и ранневалдайский сеймский педоседимент
Нумерация слоев см. в тексте и рис. 2.

Рис. 5. Два уровня псевдоморфоз по ледяным жилам
Верхняя псевдоморфоза возникла после формирования стрелецкой почвы; нижняя заложена в кровле кукуевской почвы.

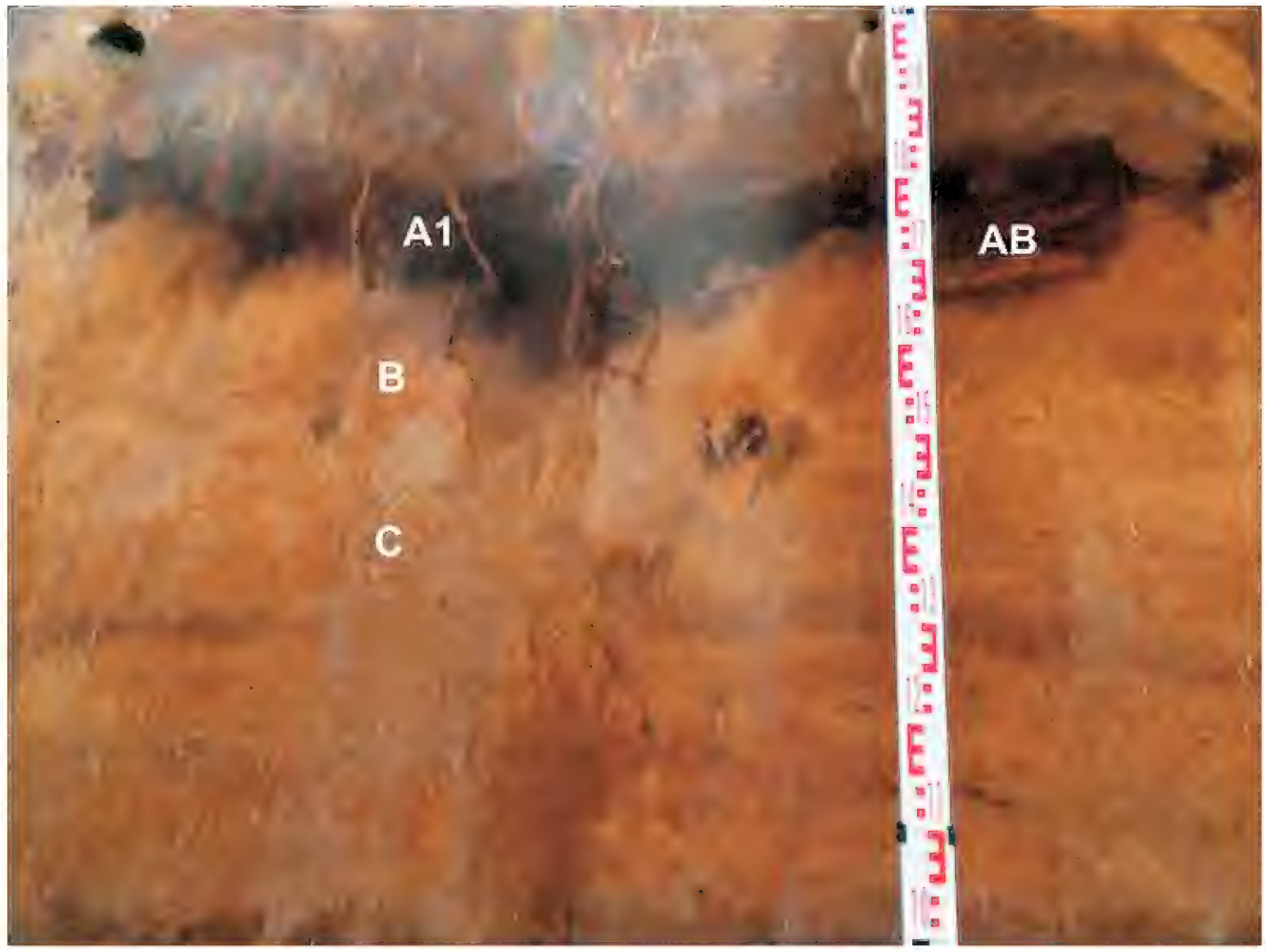


Рис. 6. Стрелецкая палеопочва.

Рис. 7. Псевдоморфозы по ледяным клиньям.

что свидетельствует, об их неоднозначном генезисе и закономерной смене экологических условий (табл. 2, рис. 4) [Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012].

По микроморфологическим данным, материал сеймского слоя, как и характерно для лессовидных суглинков, относительно однороден по гранулометрическому составу – преобладание пылеватых зерен, практически нет песчаных включений. В целом строение плазменно-пылеватое (более ярко выявляется для слоистой толщи заполнения (слои № 7-3, 7-4) с закономерным увеличением доли пылеватых частиц снизу-вверх) и пылевато-плазменное (приурочено к гумусированным прослоям – слои № 7-1, 7-2). Материал плотный, строение агрегатов выражено плохо, лишь для некоторых шлифов отмечено отчетливое округлое (для более рыхлых прослоев заполнения) строение. Новообразования встречаются в виде глинистых кутан, конкреций и нодулей в основном железистого и марганцевого состава (скопления приурочены в основном к почвенным горизонтам и продуктам их переотложения). Карбонатные новообразования представлены единичными пылеватыми включениями. В слоистой толще заполнения (слои № 7-2) наблюдается микрослоистость, выраженная сортировкой материала, хорошо наблюдаемая при скрещенных николях.

Палинологические исследования

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен ранее для ранневалдайской толщи притальвеговой части склона московско-микулинской балки [Сычева, Гунова, 2003. 2004]. Образцы отбирались из генетических горизонтов кукуевской и стрелецкой палеопочв и разделяющих их отложений. Частота отбора образцов позволила получить общие представления о характере растительного покрова в периоды формирования исследуемых погребенных почв и разделяющих отложений.

В спорово-пыльцевом спектре образца, взятого из сеймского педоседимента, непосредственно перекрывающего рышковскую почву – из слоя 7-1 (глубина 7,9–8,0 м), первенствует пыльца березы древовидной (до 69%). Пыльца широколиственных пород представлена единичными зернами. Здесь же отмечается пыльца кустарничковых форм березы (*Betula sect.Fruticosa*), холодолюбивый вид плауна *Selaginella selaginoides*. Содержание пыльцы травянистых растений невелико (16%). Спорово-пыльцевой спектр носит смешанный характер.

В спорово-пыльцевом спектре образца, соответствующем переотложенному материалу горизонтов E и AY рышковской почвы (слой 7-2), в общем составе доминирует пыльца трав (51%).

Таблица 2. Текстурные особенности нижней части заполнения погребенной балки (слой 7 – сеймский педоседимент) и их интерпретации

	Слой 7-1	Слой 7-2	Слой 7-3	Слой 7-4
Макротекстуры	Субгоризонтальная волнистая слоистость	Субгоризонтальная волнистая слоистость, отдельные косостоистые пачки	Горизонтальная, линзовидная, косая слоистость, мелкие эрозионные формы, текстуры течения: солифлюкционные языки и др.	Отдельные горизонтальные прослои и линзы, элементарные жилы
Микротекстуры	Субгоризонтальная слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, железистые кольца и нодули с резкими краями	Субгоризонтальная слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, окатыши вдоль слоевых контактов	Субгоризонтальная и косая слоистость, выраженная микрозональностью компонентов грунта, слои, имеющие микростроение горизонта Bt микулинской почвы, окатыши	Дифференциация пылеватых зерен по трещинам и шлирам, обломки глинистых кутан, кольцевая группировка скелета и плазмы
Процессы и явления	Делювиальные Выпадение железистых соединений из раствора	Делювиальные (заметна роль струйчатого смыва), Солифлюкционные,	Солифлюкционные, делювиальные (велика роль струйчатого смыва), пролювиальные	Температурно-влажностное растрескивание грунта, морозная сортировка, делювиальные
Климатические условия	Умеренные, влажные (окислительные условия)	Холодные, умеренно влажные	Холодные, от умеренно влажных до умеренно сухих	Наиболее суровые: холодные и сухие
Связь с климатическим ритмом	Похолодание, конец микулинского межледниковья	Похолодание, начало ранневалдайского стадиала	Похолодание, ранневалдайский стадиал	Пик первого ранневалдайского похолодания, стадиал

Преобладает разнотравье (72%), в основном представленное пыльцой семейств *Apiaceae* и *Polygonaceae*. Пыльца злаков (*Poaceae*) составляет 21%. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (до 74%). Описанный палиноспектр характеризует, скорее всего, растительность склонов и днища балки.

Спорово-пыльцевые спектры образцов, отобранных из горизонтов AU и B кукуевской почвы довольно близки. В общем составе господствует пыльца древесных пород (53–60%), среди которой превалирует пыльца березы (67–77%). Содержание пыльцы сосны не превышает 25%. Пыльца травянистых растений на 40–58% состоит из пыльцы мезофильного разнотравья (семейства астровых, цикориевых, гречишных, гвоздичных и др.). Высоко участие пыльцы злаков (40–44%). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров из образца горизонта AB, господствовали лесостепные ландшафты. Березовые и сосново-березовые группировки чередовались с разнотравными и злаково-разнотравными сообществами. Присутствие в спектре, соответствующем горизонту AU, пыльцы ели, ольхи, осок, свидетельствует о более гумидных условиях в период формирования этого горизонта.

Палинологически охарактеризованы горизонты AB и AU стрелецкой данной почвы. В общем составе образца, взятого из горизонта AB, преобладает пыльца трав (66%). Господствует пыльца злаков (42%) и разнотравья (38%). Пыльца древесных растений представлена в основном пыльцой березы (51%) и сосны. Встречена пыльца дуба (9%), липы (1%). Распространение получили лесостепи. Преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесные группировки, в основном сосново-березовые с участием широколиственных пород, занимают меньшие площади.

В образце, взятом из горизонта AU доминирует пыльца древесных пород (80%), среди которой безраздельно господствует пыльца сосны (82%). Присутствует пыльца дуба, липы. Сосновые леса с участием широколиственных пород вытесняют степные сообщества. Таким образом, описанные спорово-пыльцевые спектры отражают различные фазы в развитие растительности во время формирования стрелецкой почвы. Климатические условия более благоприятны, чем в период образования кукуевской почвы.

Интерпретация

Стратиграфия и хронология раннего валдая

В погребенном московско-микулинского палеоврезе изучена толща позднеплейстоценовых суглинков общей мощностью более 10 м, причем ее значительная часть накапливалась в ранневалдайское время. Благодаря природной ситуации – перегораживании части русла конусом выноса отвершка и постепенного снижения скоростей переноса, в днище балки возникла своеобразная седиментационная «ловушка» [Сычева, 1996, 1997, 2003б]. Материал, поступавший со склонов балки, не сносился транзитом дальше в русло реки, а накапливался в днище, наращивая мощность, погребая и сохраняя межледниковую, а затем интерстадиальные палеопочвы, образовавшиеся в периоды замедления скоростей осадконакопления.

Таким образом, в заполнении балки образовалась сложно построенная почвенно-седиментационная толща, отражающая климатические колебания более низкого ранга, чем лессово-почвенные серии плакорных разрезов. Изучение этого и подобных разрезов (Железногорск, Танеевский карьер, Новопоселковский карьер) позволило значительно дополнить и детализировать стратиграфическую схему перигляциальной области Восточно-Европейской равнины. Вместо одной ранневалдайской (крутицкой) почвы в палеодепресии присутствуют две: кукуевская и стрелецкая. Увеличилось количество холодных интервалов, характеризующихся разными условиями, в том числе для возникновения многолетнемерзлых пород (сеймский, млодатьский и селиховодворский криогенные горизонты).

Проведенное ОСЛ-датирование позволило более конкретно говорить о возрасте выделенных ранневалдайских стратиграфических уровней [Сычева, Седов, Фрехен, Терхорст, 2015]. Возраст сеймского КГ и педоседимента послемикулинский, в верхней части 115±7 тыс. лет. А вся его толща накопилась, вероятно, очень быстро, за 3–5 тыс. лет (с конца микулинского межледниковья – около 117 тыс. лет). Возраст млодатьского лесса – 91±1 тыс. лет. Датирование лессов, позволяет говорить, что условия для повышенного осадконакопления возникали в холодные полуциклы (стадиалы) примерно через 25–30 тыс. лет, чередуясь с эпохами почвообразования в теплые полуциклы.

Ранневалдайский морфолитокриогенез

Основной тенденцией развития эрозионных форм в конце микулинского межледниковья – начале раннего валдая было направленное заполнение, интенсивность которого постепенно убывала по мере приближения к пессимуму первого ранневалдайского похолодания.

Анализ полученных результатов позволяет вы-

делить следующие этапы в рамках общего заполнения палеобалки в конце микулинского – начале ранневалдайского времени (табл. 2):

В основании ***слоя 7-1*** – неоднородный илистый темно-серый прослой, в нижней части которого отмечено накопление пирогенных углей, силикатно-карбонатных конкреций (спекшаяся зола), фрагментов красно-бурого обожженного суглинка. Следовательно, первопричиной начала активного заполнения был пожар на водосборе и днище балки. Пожары в переходную эпоху с неустойчивым климатом (на границе теплой и холодной фаз ритмов) были характерны особенно для пересеченной местности [Сычева, Дайнеко, Чичагова, 1992; Сычева, 2006]. Наличие мощного прослоя, содержащего пирогенные угли в кровле рышковской палеопочвы, которые связаны с лесными пожарами, вызванными засухами, начавшимися в конце межледниковья (для переходного периода характерна нестабильность природной обстановки) [Сычева, 2006]. Сильные лесные пожары, уничтожили растительный покров, и тем самым активировали процессы эрозии почв: смыв верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта межледниковой почвы со склонов и водоразделов и переотложение гумусированного материала в днище балки. Таким образом, происходил первый этап заполнения балочной формы и погребение межледниковой почвы. Ведущим процессом на склонах был делювиальный смыв, скорость которого была невысокой. В днище балки сносимый гумусированный материал гор. А1 рышковской почвы вовлекался грязевыми потоками. Признаков солифлюкции в данном слое не наблюдается, можно предположить, что условия были все еще теплыми и влажными, но периодически возникали сильные засухи. По времени этот этап можно отнести к концу межледниковья (табл. 2).

Слой 7-2. Здесь наблюдаются изменения, свидетельствующие об усилении процессов делювиального смыва: появляются более светлые (сизовато-серые) прослои, то есть на приводораздельной части начал размываться нижележащий элювиальный горизонт Е, прослеживаются небольшие косослоистые серии – признак балочного аллювия (увеличилась интенсивность смыва вследствие появления временного малого водотока – ручья в днище) [Беляев, Григорьева, Сычева, Шеремецкая, 2008; Сычева, 1996, 1997]. Также одним из ведущих процессов здесь явно становится солифлюкция (текстуры течения и др.), что свидетельствует о появлении мерзлоты [Данилова, Баулин, 1973; Мельников, Спесивцев, 2000]. В целом, эта толща является делювиально-солифлюкционным образованием. Условия в этот период были довольно влажными, но уже холодными. Время – начало ранневалдайского похолодания – МИС 5d.

Слой 7-3. В нижней части наблюдается большое количество мелких эрозионных форм, что указывает на усиление роли пролювиальных процессов [Любимов, Ковалев, 2006]. Снизу вверх по разрезу их формы становятся более угловатыми и резкими. Роль солифлюкции снижается. Скорее всего, происходило постепенное иссушение климата.

Слой 7-4. На увеличение похолодания и переход к типичным перигляциальным условиям указывают многочисленные признаки криогенных процнессов в микростроении осадка: кольцевая ориентировка, ориентировка вдоль трещин и шлиров зерен и плазмы, обломки глинистых кутан [Микроморфология…, 1973; Морозова, 1981]. Главным процессом становится накоплеие лесса (судя по однородности осадка), но также продолжает происходить делювиальный смыв, на что указывают небольшие горизонтальные слои и линзы более светлого материала (переотложенный московский лесс).

Реконструирована история начального этапа заполнения балочной формы от активизации аллювиально-делювиально-соллифлюкционных процессов после лесного пожара в конце микулинского межледниковья до образования пологих ложбин (относительной стабилизации в кукуевский и стрелецкий интерстадиалы) и продолжившегося их заполнение в селиховодворское похолодание (МИС 4). Для ранневалдайского сеймского стадиала выявлен направленный тренд к похолоданию, направленно-колебательный влажностного режима, к увеличению засушливости, что свидетельствует об эпизоде установления перигляциальных условиях уже в МИС 5d (табл. 2) [Григорьева, Сычева, Беляев, Шеремецкая, 2012].

Результаты микроморфологического анализа, сопряженного с анализом макротекстур свидетельствуют о ведущей роли делювиальных (на склонах) и аллювиальных (в днище балки) процессов на начальных этапах заполнения палеобалки, на отдельных этапах сопровождавшегося активизацией солифлюкции и пролювиальных процессов. В дальнейшем, иссушение климата не способствовало возникновению, а привело к доминированию незначительных по интенсивности и дискретных по времени делювиальных процессов, развивающихся с долей эолового осадконакопления и процессов температурно-влажностных растрескивания и сортировки грунта.

Полученные данные свидетельствуют о нескольких этапах возникновения на Среднерусской возвышенности в позднем плейстоцене многолетней мерзлоты: как сплошной, так и прерывистой,

а также о периодах глубокого сезонного промерзания почв и грунтов (табл. 3).

Изучение следов мерзлотных процессов в Александровском карьере позволяет выделить структурные и аструктурные криогенные деформации, а также уровни криогенной (постшлировой) текстуры и реконструировать условия их образования.

К индикаторам многолетней мерзлоты первой половины валдайского оледенения в Александровском карьере относятся деформации селиховодворского КГ – конец ранневалдайского времени (МИС 4). Тогда формировались крупные котлообразные псевдоморфозы, разбивающие обе ранневалдайские палеопочвы (стрелецкую и кукуевскую) и проникающие в сеймские отложения. С селиховодворским криогенным горизонтом также связан уровень криогенной полосчатой текстуры (постшлировой), затронувшей стрелецкую палеопочву и млодатьский лесс. Индикаторами прерывистой (островной и спорадической) многолетней мерзлоты являются солифлюкционные деформации и небольшие криогенные псевдоморфозы в слое 7 – сеймский КГ (МИС 5d). Свидетелями глубокого сезонного промерзания являются грунтовые жилы по нижней границе гумусовых горизонтов кукуевской (МИС 5c) и стрелецкой (МИС 5a) почв.

Сложная история криогенных процессов валдайского оледенения, таким образом, начинается с первого ранневалдайского стадиала (МИС 5d). По всей видимости, уже тогда, появились первые перелетки многолетней мерзлоты в особых локальных условиях (на балочных склонах северной экспозиции) в малоснежные зимы. Менее холодным был второй стадиал раннего валдая (МИС 5b). Но определенно, многолетняя мерзлота существовала в заключительный третий стадиал раннего валдая (МИС 4). Форма, размеры псевдоморфоз селиховодворского КГ и связанная с ними криогенная полосчатая (постшлировая) текстура позволяют уверенно утверждать о существовании многолетнемерзлых пород в конце раннего валдая в перигляциальной зоне на Среднерусской возвышенности.

Ранневалдайский педогенез

Перед интерпретацией почвенных характеристик отметим, что изучаемые палеопочвы развивались в днище и на склонах ложбин, причем в первый ранневалдайский интерстадиал глубина ложбины была больше (даже происходило врезание), чем второй. Различием локальных условий (глубины ложбин) может быть объяснены некоторые генетические особенности палеопочв.

Анализ морфо-аналитических данных позволил выделить следующие группы процессов стрелецкой и кукуевской палеопочвах: а) элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП): гумусонакопление, структурообразование, начальная сегрегация соединений Fe и Mn, текстурная дифференциация по илу; б) диагенетические: морозобойное растрескивание, трещины усыхания, зоотурбации, гипсообразование [Пушкина, Сычева, 2013]. Гумусонакопление было можно считать ведущим ЭПП как для кукуевской, так и стрелецкой палеопочвы. Его индикаторы: увели-

Таблица 3. Криогенез с конца микулинского межледниковья – до середины валдайского оледенения

Формы рельефа, текстуры и структуры	Палеопочвы и отложения	Возраст	Генезис	МИС	КГ по Сычевой	КГ по Величко, Нечаеву
Пластичные деформации, небольшие псевдоморфозы	Нижняя и средняя часть сеймского лесса	Ранневалдайский стадиал 1	Многолетняя прерывистая мерзлота	5 d	Сеймский, фазы а и б	Смоленский фаза а
Грунтовые жилы – гумусовые языки	Нижняя часть гор. А кукуевской почвы	Ранневалдайский интерстадиал 1	Сезонная мерзлота и усыхание	5 c		
Небольшие клинья	Млодатьский лесс	Ранневалдайский стадиал 2	Прерывистая мерзлота	5 b	Млодатьский	
Грунтовые жилы гумусовые языки-космы	Нижняя часть гор. А1 стрелецкой почвы	Ранневалдайский интерстадиал 2	Сезонная мерзлота и усыхание	5 a		
Псевдоморфозы по ПЖЛ	Селиховодворский лесс	То же	Многолетняя сплошная мерзлота	4	Селиховодворский	Смоленский фаза б
Криогенная текстура	Гор. А1 стрелецкой почвы	Ранневалдайский стадиал 3	То же	4	То же	

чение содержания гумуса по сравнению с выше и нижележащими горизонтами, серо-коричневый цвет горизонта А, мощность этого горизонта.

Отмечена начальная сегрегация соединений Fe и Mn, свидетельствующая о процессах оглеения, происходящих в палеопочвах (сильнее для кукуевской, что связано с более глубокой ложбиной). Индикаторами этого ЭПП являются новообразования соединений Fe и Mn в виде примазок и стяжении.

Уверенно диагностируется текстурная дифференциация, лучше выраженная для стрелецкой палеопочвы. Ее можно проследить по образованию силтан и глинистых кутан, а также по аналитическим данным, иллюстрирующим наличие начальной миграции илистых частиц вниз по профилю. Наличие текстурной дифференциации в сочетании с ярким проявлением гумусонакопления, позволяет говорить о двухстадийности почвообразования – смене лесостепного почвообразования лесным.

В стрелецкой и кукуевской палеопочвах выявляется одинаковый качественный набор ЭПП, однако интенсивность и выраженность процессов различны [Пушкина, Сычева, 2013]. Структурообразование, лучше выражена в стрелецкой палеопочве. Текстурная дифференциация по илу и по аналитическим данным также выражена четче и сильнее в стрелецкой палеопочве, морфологическая выраженность кутан сложнее. В стрелецкой глинистые кутаны преобладают в горизонте В. В горизонте А они присутствуют в единичном числе по порам и в мелких трещинах. Кутаны горизонта В кукуевской палеопочвы мощнее кутан горизонта В стрелецкой палеопочвы. Вероятно, кутаны в горизонте А кукуевской палеопочвы принесены из горизонта В стрелецкой палеопочвы, то есть иллювиально-глинистый горизонт стрелецкой почвы наложен на гумусовый горизонт кукуевской. В кукуевской почве четче выражены процессы начальной сегрегации соединений Fe и Mn и образования кутан. Эти свойства позволяют считать почву луговой, развивавшейся с периодами сезонного (весеннего) переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь Среднерусской возвышенности.

В стрелецкой палеопочве сильнее выражены процессы гумусонакопления, структурообразования и выноса илистых частиц [Пушкина, Сычева, 2013]. Стрелецкая почва более развитая, чем кукуевская, она имеет наиболее дифференцированный профиль: А1-АВ-ВС. Комплекс свойств почвы позволяет отнести ее к лугово-черноземным, развивавшимся более длительное время, чем кукуевская почва. Более интенсивное проявление процессов почвообразования в стрелецкой почве, чем в кукуевской, может быть связано не только с различными палеоэкологическими условиями, но и с длительностью почвообразования. Вероятно, второй ранневалдайский интерстадиал был продолжительней первого.

Нижняя граница горизонта А1 стрелецкой нарушена крупными трещинами – языками, заполненными гумусированным суглинком, проникающими на глубину до 0,8–1,2 м и заканчивающимися бахромой мелких прожилок (рис. 6). Такие трещины-языки характерны для нижней границы горизонте А1 современных промерзающих черноземов Казахстана и Сибири [Лебедева, 1974]. Гумусовые трещины-языки больших размеров свидетельствует о суровых условиях последних этапов развития почвы при переходе к заключительному стадиалу раннего валдая.

Проведенные исследования кукуевской и стрелецкой палеопочв позволяют говорить о том, что обе почвы формировались в зоне лесостепи, сменившейся более гумидными лесными ландшафтами. Стрелецкая палеопочва формировалась в более благоприятных условиях с господством промывного водного режима. Во время развития кукуевской палеопочвы водный режим был переменный. Для обеих почв было характерно двухстадийное развитие: сначала формировались черноземовидно-луговые почвы, затем серые лесные, и на заключительных этапах испытывали глубокое сезонное промерзание, особенно стрелецкая почва. Сложность развития выражена лучше для стрелецкой почвы, и, следовательно, длительность почвообразования во второй ранневалдайский интерстадиал была продолжительней на 1–2 тысячи лет: для стрелецкой – 4–7 тыс. лет, для кукуевской почвы не менее 3–5 тысяч лет.

Растительность в ранневалдайское время

Полученные нами палинологические данные позволяют проследить развитие растительности и климата в ранневалдайское время. Спорово-пыльцевые спектры в основном отражают состав пыльцы переотложенных почвенных горизонтов с увеличением доли травянистых растений, что свидетельствует о господстве лесостепных ландшафтов.

В пределах раннего валдая фиксируются два потепления интерстадиального типа, во время которых формируются почвенные горизонты: кукуевская и стрелецкая почвы.

В кукуевский интерстадиал господствовали лесостепи с преобладанием сосново-березовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-

злаковыми ассоциациями. В начале стрелецкого интерстадиала были развиты лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций) и с участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород. В конце интерстадиала в лесостепных ландшафтах стали преобладать сосновые леса с участием широколиственных пород. Условия в стрелецкий интерстадиал были более благоприятные, чем в период формирования кукуевской почвы.

Заключение

Динамика основных ладшафтоформирующих процессов: морфолито-, крио- и педогенеза отражают направленно-ритмичные изменения палеоэкологических условий в полном межледниково-ледниковом макроцикле – основном климатическом ритме Квартера. Палеопочвы – индикаторы теплых фаз, криогенные горизонты – индикаторы холодных фаз, и вместе отражают структуру климатических ритмов разной продолжительности. Эрозионно-термокарстовые и эрозионные формы рельефа и коррелятные отложения: делли, ложбины, овраги, балки и их заполнения являются индикаторами холодных эпох и нестабильных переходных фаз от теплых к холодным и от холодных к теплым.

Ранний валдай для перигляциальной области Восточно-Европейской равнины обладает гораздо более сложной временной структурой, чем это принято в стратиграфических схемах МСК и А.А. Величко. Ранневалдайское время, как в ледниковой, так и перигляциальной зоне Восточно-Европейской равнины, характеризовалась неоднократной сменой интерстадиалов и стадиалов (табл. 1). Он включает два интерстадиала: кукуевский (МИС 5c) и стрелецкий (МИС 5a), когда формировались палеопочвы, и три стадиала: сеймский (МИС 5d), млодатьский (МИС 5b) и селиходворский (МИС 4), когда накапливались педоседименты и другие отложения, а также возникали эпизоды развития многолетней мерзлоты. Похолоданиям соответствуют три криогенных этапа: сеймский, млодатьский и селиходворский КГ. При чем последний отличался наиболее суровыми климатическими условиями. Зона сплошной многолетней мерзлоты установилась на Среднерусской возвышенности в конце раннего валдая (МИС 4). Зона прерывистой мерзлоты появлялась в раннем валдае дважды: в первом стадиале (МИС 5d) и во втором стадиале (МИС 5b). Условия для глубокого сезонного промерзания почв создавались в конце интерстадиалов.

В кукуевский и стрелецкий интерстадиалы образовались одноименные палеопочвы, с которыми были связаны горизонты глубокого сезонного промерзания. Обе почвы формировались под разнотравной растительностью в зоне умеренной лесостепи (но более континентальной, чем современная) с лесами по верховьям балок. Они формировались в условиях переменного (стрелецкая почва) или постоянного (кукуевская почва) влажного режима, его колебания которого были выражены сильнее в первую половину потеплений. Обе почвы прошли кратковременную лесную стадию почвообразования, которая наложилась на уже сформированный черноземовидный или луговый профиль. Климатические условия в стрелецкий интерстадиал были благоприятнее, чем в кукуевский. Продолжительность развития ранневалдайских почв была меньшей (3–7 тыс. лет), чем межледниковой рышковской палеопочвы (12–15 тыс. лет).

Палинологические данные достаточно хорошо согласуются с палеопочвенными исследованиями. Реконструируемому типу растительности соответствует определенный тип палеопочвы. Каждая из ранневалдайских палеопочв, как кукуевская, так и стрелецкая, имеет близкие палеоландшафтные характеристики, которые позволяют их сопоставлять с межстадиалами амерсфорд+бреруп, оддераде Западной Европы.

Вероятно, обе ранневалдайские палеопочвы или какая-то из них коррелируют с крутицкой почвой мезинского лессового-почвенного комплекса стратиграфической схемы А.А. Величко. Более определенно решить этот вопрос можно будет после датирования крутицкой почвы в разных разрезах Восточно-Европейской равнины.

Таким образом, ранний валдай на Русской равнине выступают как сложный структурированный период. Это вполне согласуется с представлениями средне- и западноевропейских исследователей и позволяет провести следующие корреляции. Выделенные палеопочвы соответствуют интерстадиалам: кукуевская – тосненскому межстадиалу (ионенис 1) или амерсфорту+брерупу (сен-жермен 1) (100–95 тыс. л.н.); стрелецкая – круглицкому (ионенис 2) или оддераде (сен-жермен 2) (80-75 тыс. л.н.).

Подготовлено при поддержке РНФ, грант № 14-27-00133.

Литература

Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Ленинград: ЛГУ, 1987, 300 с.

Беляев Ю.Р, Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего-

позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. №1. С. 43–55.

Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Геол. ин-т. Труды. Вып. 119. М.: Наука, 1965, 260 с.

Величко А.А. Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: ИГАН. 1969. С. 429–438.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И. Основные черты строения лессово-почвенной формации. //Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, 1997, С. 5–24.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. АН. Сер. Геогр. 2004, № 1. С. 7–25.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А. Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследования ледниковых и перигляциальных областей Восточно-Европейской равнины // Материалы Всероссийской конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства». Москва, ГИН РАН, 2013. С. 379–381.

Величко А.А., Нечаев В.П. Методы палеоклиматических реконструкций // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 8–20.

Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М.: МГУ 2001. 263 с.

Галицкий В.И. О древних погребенных формах рельефа на северо-восточном борте Днепровско-Донецкой впадины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1962. С. 79–80.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины // Автореферат дис. … докт. географ. наук. Киев, 2004. 40 с.

Герасимов И.П. Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв. // Почвоведение. 1973. №5. С. 102–114.

Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. М.–Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.

Григорьева Т.М., Сычева С.А., Беляев, Шеремецкая Е.Д. Текстурный анализ отложений в погребенной микулинской палеобалке и связь с начальным этапом ее заполнения в ранневалдайское похолодание (МИС 5d) // Почвоведение. 2012. № 2. С. 200–210.

Данилова Н.С., Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. С. 66–79.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография, под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. Климатические ритмы позднего плейстоцена (Северо-Запад и Центр Европейской части СССР) // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47–58.

Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. дгмн. Новосибирск, 2006.

Каплина Т.Н., Романовский П.Н. О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Наука, 1960.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: МГУ, 1994. 136 с.

*Лебедева И.*И. Генетический профиль черноземов и его изменение в зависимости от биоклиматических условий // Черноземы СССР. Т.1. М.: Колос, 1974. С. 84–108.

Любимов В.П., Ковалев С.Н. Особенности развития овражной эрзи во времени и в разных природных условиях // Геоморфология, 2006, № 3. С. 66–77.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). Новосибирск: СО РАН, 2000. 343 с.

Микроморфология почв и рыхлых отложений, под ред. Зонна С.В. М.: Наука, 1973, 92 с.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.

Москвитин А.И. «Ледяные» клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1940. Т. 18. Вып. 2.

Нечаев В.П. О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 211–219.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре. (Криолитология). М.: МГУ, 1967. 304 с.

Пушкина П.Р., Сычева С.А. Палеопочвы ложбин Среднерусской возвышенности в ранневалдайское время // Почвоведение, 2013, № 4. С. 1037–1046.

Селли Р.К. Введение в седиментологию (перевод Чекиной С.С. книги 1976 года). М.: Недра, 1981. 370 с.

Сиренко Н.А. Плейстоценовые ископаемые почвы Украины. Автореф. дисс. на соиск. степени доктора географ. наук. Киев. 1977. 70 с.

Скоморохов А.И. Структура чехла субаэральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма). // Пограничные горизонты неогена и антропогена КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1982. С. 101–107.

Справочник по литологии. Под ред. Вассоевича Н.Б. М.: Недра, 1983, 509 с.

Сычева С.А. Почвы мезинского комплекса Окско-Донской равнины // Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 3. С. 81–92.

Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм // Геоморфология. 1996. №3. С. 31–38.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенения – межледниковье – оледенение» // Геоморфология. 1997. №2. С. 100–110.

Сычева С.А. Новые данные о строении и эволюции мезинского лессово-почвенного комплекса // Почвоведение. 1998. №10. С. 1177–1189.

Сычева С.А. Почвы крутицкой фазы мезинского комплекса в погребенных балках Среднерусской возвышенности // Проблемы эволюции почв. Пущино, 2003а. С. 107–116.

Сычева С.А. Эволюция почв и балок лесостепи Русской равнины в позднеплейстоценовом климатоэрозионном цикле // Изв. АН СССР, сер. географ. 2003б.

Сычева С.А. Жизненный путь микулинской балки // Природа. № 10. 2006. С. 65–72.

Сычева С.А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Глава 5. М: ЛКИ, 2008. С. 128–160.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т. 16, № 4. С. 45–56.

Сычева С.А., Гунова В.С. Эволюция ландшафтов Среднерусской возвышенности в микулинско-валдайский макроцикл (по результатам изучения мезинского лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе) // Диагностика и корреляция палеогеографических событий плейстоцена в бассейнах Дона, Волги, Оби. М.: МГУ, 2003. С. 48–63.

Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лессово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Средне-Русской возвышенности // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–101.

Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 404–407.

Сычева С.А., Дайнеко Е.К., Чичагова О.А. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности. // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука. 1992. С. 34–40.

Сычева С.А., Седов С.Н., Фрехен М., Терхорст Б. Стратиграфия и хронология позднеплейстоценовой почвенно-седиментационной серии перигляциальной области Русской равнины (по результатам изучения палеодепрессий, склонов и террас) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2015». М.: МГУ, 2015. С. 197–198.

Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д., Григорьева Т.М., Бронникова М.А., Гунова В.С., Симакова А.Н. Памятник природы Александровский карьер // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению М.: ИГРАН. С. 14–39.

Холмовой Г.В., Лаврушин Ю.А., Шпуль В.Г. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона // Вестник ВГУ. 2007. Серия: Геология, №2. 37–49.

Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Санкт-Петербург: Недра, 2006. С. 85–121.

Gerasimenko, N., 2000. Upper Pleistocene Climatic Variations in Ukraine Recorded by Loess-Paleosol and Vegetational Successions. GeoLines 11, 86–89.

Frechen, M., van Vliet-Lanoe, B., van den Haute, P., 2001. The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/ Belgium – high resolution terrestrial archive of climate forcing. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 173, 175

Haesaerts, P., Mestdagh H. Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // Netherlands Journal of Geosciences 79 (2/3): 313–324 (2000).

Kukla, G.J, Koci, End of the last interglacial in loess record // Quaternary Research 2: 374–383 (1972).

Pécsi, M., Richter, G. Löss. Herkunft – Gliederung – Landschaften. Zeitschrift für Geomorphologie, 1996. Neue Folge 98; 392 pp.

Sycheva S.A. Aleksandrov quarry. Late Pleistocene-Holocene. Cover complex: soils, loesses, buried balka // Paleogeography and Paleohydrology of Lowland River Basins (guide-book for field excursion). Moscow, Institute of Geography RAS, 2000, pp. 31–39.

Terhorst, B., Thiel, Ch., Peticzka, R., Sprafke, T., Frechen, M., Fladerer, F.A., Roetzel, R., Neugebauer-Maresch, Ch., 2011. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria; Eiszeitalter und Gegenwart. Quaternary Science Journal 60, P. 270–277.

Terhorst, B., Kühn, P., Damm, B., Hambach, U., Meyer-Heintze, S., Sedov, S., 2014. Paleoenvironmental fluctuations as recorded in the loess-paleosol sequence of the Upper Paleolithic site Krems-Wachtberg. Quaternary international 351, 67–82.

Van Vliet-Lanoë, B., Langohr, R. Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France // Catena 8: 137–154, 1981.

Zöller, L., Oches, E.A., McCoy, W.D. Towards a revised chronosrtatigraphy in Austria with respect to key sections in Czech Republic and in Hungary // Quaternary Science Reviews 13: 465–472, 1994.

S.A. Sycheva, T.G. Grigoryeva, P.R. Pushkina

STRATIGRAPHY OF THE EARLY VALDAI (MIS 5D-4) DEPOSITS IN NON-GLACIATED AREAS OF THE RUSSIAN PLAIN

Both in glaciated and periglacial regions of the Russian Plain, the Early Valdai is the period with a complicated temporal structure. It includes two interstadials: Kukuevsky (MIS 5c) and Streletsky (MIS 5a) when palaeosoils were forming, and three stadials: Seimsky (MIS 5d), Mlodatsky (MIS 5b) and Selikhodvorsky (MIS 4) stadials, when pedosediments and other deposits were accumulated and permafrost emerged. For the Seimsky and Mlodatsky layers, OSL dates of 115±7 ka and 91±1 ka were obtained. Continuous permafrost was established in the Srednerusskaya Upland in the Selikhodvorsky Stadial (MIS 4). In the Early Valdai interstadials, the Kukuevskaya and Streletskaya palaeosoils were formed in conditions of deep seasonal freezing. During these interstadials, vegetation corresponded to temperate forested-steppe (with higher continentality compared to the present) with forests located in upstream parts of small dry valleys (balkas). In the end of interstadials, both soils survived a short forest stage, which superposed over the existing chermozem-like (for the Streletskaya palaeosoil) or meadow (Kukuevskaya palaeosoil) soil profile. The duration of the Early Valdai soils formation (3–7 ka) was less than that of the interglacial Ryshkovo soil (12–15 ka). Palynological data and OSL dating results allow to correlate the Kukuevsky and Streletsky interstadials with the Amersfoort+Broerup and Odderade interstadials in West Europe. The recognized palaeosols correspond to the interstadials: Kukuevskaya palaeosoil – to the Tosnensky (Ionensis 1) or Amersfoort+Broerup (Saint Germain 1) Interstadial (100-95 ka BP), Streletskaya palaeosoil – to Kruglitsky (Ionensis 2) or Odderade (Saint Germain 2) (80–75 ka BP).

Keywords: Early Valdai, interstadial, palaeosoils, OSL dates, Srednerusskaya Upland, cryogenic horizon, forested steppe, stratigraphy

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

ДИАГНОСТИКА И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ГОРИЗОНТОВ ЦЕНТРА И СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАНИНЫ

Л.Н. Андреичева[1], С.С. Карпухин[2], Н.Г. Судакова[3]

[1]Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, landreicheva@mail.ru
[2]Акционерное Общество «Научно-исследовательский институт точных приборов», Москва, Россия, stanislav_karp@mail.ru
[3]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,ng.sudakova@mail.ru

Рассмотрены актуальные дискуссионные вопросы стратиграфии и палеогеографии регионов. Сопоставление результатов комплексного исследования представительных разрезов с применением геолого-геоморфологических, биостратиграфических, литологических методов под контролем геохронологических, - позволило обосновать выделение в среднерусском надгоризонте между лихвинскими (чирвинскими) и микулинскими (сулинскими) слоями двух ледниковых горизонтов: днепровского (сопоставляется с печорским) – МИС 8 и московского (сопоставляется с вычегодским) – МИС 6, разделенных межледниковым сатинским (родионовским) МИС 7 горизонтом, что служит веским основанием для признания самостоятельности этих среднеплейстоценовых оледенений. Выявлены их контрастные литологические характеристики, подтверждены закономерности провинциальной и посекторной изменчивости минералогических спектров, а также эволюционные тренды возрастных преобразований. Проведенные межрегиональные сопоставления разновозрастных горизонтов с учетом установленных закономерностей ледникового литогенеза демонстрируют корреляционные профили. Представлена обобщающая схема стратиграфических подразделений среднего неоплейстоцена, имеющая большое значение для уточнения реконструкций ледниковой ритмики и корректировки региональных стратиграфических схем.

Ключевые слова: Комплексный анализ, опорные разрезы, стратиграфия, средний плейстоцен, палеогеографические реконструкции, литология морен, закономерности литогенеза, диагностика, межрегиональная корреляция, стратиграфическая схема.

Введение

В Центральных и Северо-Восточных районах Русской равнины широко распространен комплекс ледниковых отложений. Среднеплейстоценовые морены принимают заметное участие в строении стратиграфической колонки. Ледниковые морфолитосистемы представляют особый интерес для диагностики и корреляции разновозрастных горизонтов и содержат ценную палеогеографическую информацию для реконструкции ледниковой ритмики. Проблема стратиграфического расчленения и межрегиональных сопоставлений маркирующих ледниковых горизонтов становится все более актуальной в связи с продолжающейся дискуссией по поводу объема и ранга двух среднеплейстоценовых оледенений, их распространения и проведения максимальной и стадиальных границ. К сожалению, имеет место и нестыковка региональных стратиграфических схем. До сих пор не достигнуто единого мнения о сопоставимости днепровского оледенения с печорским, а московского с вычегодским [Андреичева и др., 2015; Рычагов и др., 2015; Судакова, 2012; Шик, 2010; 2014 и др.]. Разрешение этих спорных вопросов имеет важное значение в связи с ожидаемым новым вариантом общей стратиграфической схемы неоплейстоцена.

В целях комплексного исследования проблемы диагностики и корреляции ледниковых горизонтов определены следующие задачи:

1) системный анализ и обобщение репрезентативных литологических, биостратиграфических, геохронологических данных по каждому региону;

2) обоснование стратиграфической основы на опорных территориях;

3) установление региональных закономерностей формирования литологического состава разновозрастных морен;

4) диагностика и сопоставление разновозрастных ледниковых горизонтов и межрегиональная их корреляция с оценкой достоверности фактических данных и с учетом установленных закономерностей пространственной и возрастной изменчивости литологических параметров.

Очевидно, что обоснованность стратиграфических построений и достоверность межрегиональной корреляции маркирующих горизонтов зависит прежде всего от надежности доказательной базы. В основу обобщений положен богатый фактический материал, полученный в результате многолетних (полевых и лабораторных) целенаправленных исследований [Разрезы.., 1977; Гуслицер, 1981; Судакова, 1990–2012; Андреичева, 1992–2012; Комплексный..., 1992; Антонов и др., 2000; Реконструкция..., 2008; Андреичева и др., 2015 и др.]. (рис.1, 4).

Интерпретация данных комплексного литологического анализа гляциолитосистем опирается на основополагающие теоретические и методологические разработки [Батурин, 1947; Рухин,1973; Рухина, 1973; Лаврушин, 1976 и др.]. Многоплановая проблема надежности пространственной корреляции ледниковых горизонтов требует комплексного решения и системного палеогеографического подхода, поскольку гляциолитосистемы обладают особой пространственно-временной структурой. Сложная палеогеографическая обусловленность ледникового литогенеза от взаимодействия системообразующих факторов (генетических, зонально-географических, геоморфологических, провинциально-геологических) отражается в особенностях строения и состава ледникового комплекса и нуждается в грамотном анализе и адекватной расшифровке. В этом отношении сделаны конструктивные разработки, получившие дальнейшее развитие. Созданы прогнозная карта литорайонов [Судакова, 1990] и серия карт комплексных минералогических провинций древнеледниковой зоны Русской равнины, составленных в соответствии со структурой и динамикой ледниковых покровов и с учетом установленных закономерностей зональной, посекторной и провинциальной изменчивости состава морен [Реконструкция..., 2008 и др.] Эти карты адресно (порайонно) отражают интегральный состав морен из компонентов удаленных, транзитных и местных питающих провинций.

В методологическом плане предложено конструктивное решение проблемы межрегиональной литологической корреляции ледниковых горизонтов на основе прогнозного литолого-палеогеографического районирования древнеледниковой области Русской равнины [Судакова, 1990; Андреичева и др., 1997], проведенного по специально разработанной методике в соответствии со структурой и динамикой ледниковых покровов [Реконструкция..., 2008 и др.]. Оно предусматривает выделение территорий, характеризующихся однородным геолого-геоморфологическим строением с однотипным ледниковым питанием морен компонентами из удаленных, транзитных и местных питающих провинций и сходной историей палеогеографического развития. Карта-схема литорайонов четвертичного покрова систематизирует сложные взаимосвязи между компонентами удаленных, транзитных и местных питающих провинций через структуру и динамику ледниковых покровов в результате взаимодействия ледника и ложа. Прогнозная карта литорайонов регламентирует объективные возможности и ограничения корреляционных построений на литологической основе.

При расшифровке и интерпретации данных минералогического и петрографического состава ледниковых отложений необходимы конкретные знания о структуре и динамике разновозрастных ледниковых покровах, которым отводится ведущая роль в формировании вещественного состава морен в регионах. Ледниковые потоки контролируют источники поступления и посекторные пути транзита и распределения влекомого материала. Они предопределяют сбалансированное влияние на состав морен компонентов из удаленных, транзитных и местных питающих провинций. В Центральном регионе изучаемые объекты находятся в сфере влияния трех крупных ветвей Ладожского ледникового потока на западе и Онежского на востоке, разграниченных ледораздельными зонами ЮВ простирания (рис. 2). Установленная радиально-маргинальная структура ледниковых покровов имеет определяющее значение для корректных литологических и стратиграфических сопоставлений.

Сложная палеогеографическая обусловленность ледникового литогенеза и проявления закономерных тенденций изменчивости показателей состава требуют специальной разработки и строгого соблюдения правил субширотной и субмеридианальной корреляции ледниковых горизонтов. Рекомендованы соответствующие правили с учетом закономерностей пространственной изменчивости состава [Судакова, 2008]. Так, радиальные сопоставления состава морен в дистальном направлении вдоль единого сектора выполняются с учетом ареальной зональности неустойчивых экзотических компонентов. При субширотной корреляции горизонтов, находящихся под контролем различных удаленных, транзитных и местных

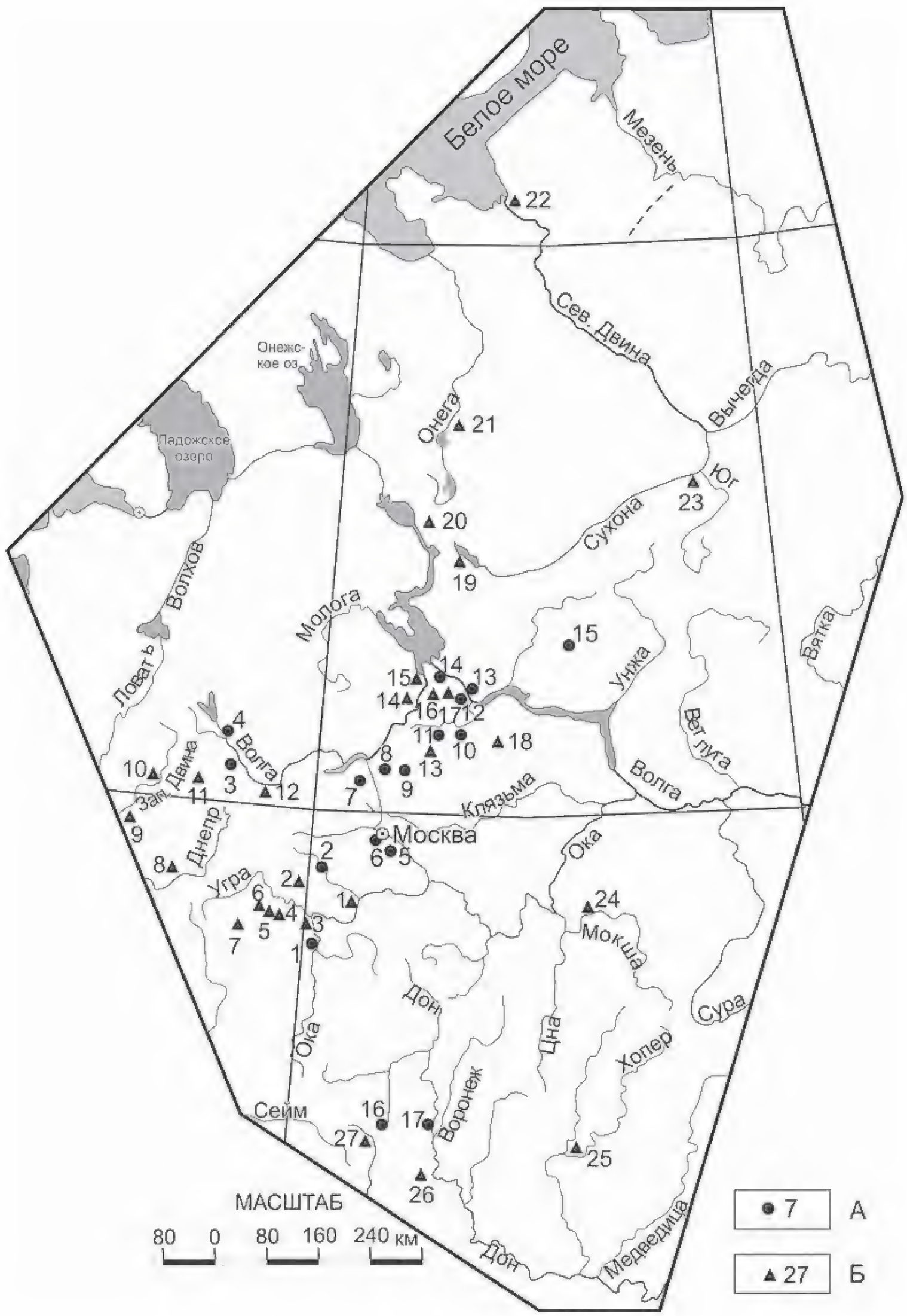


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов неоплейстоцена в Центральном регионе Восточно-Европейской равнины.

А – опорные районы и группы разрезов: 1 – Чекалин, 2 – Боровск-Сатино, 3 – Молодой Туд, 4 – Манухино, 5 – Москва, 6 – Строгино, 7 – Спас-Каменский, 8 – Дмитров, 9 – Кунья, 10 – Ростов-Неро, 11 – Черемошник-Шурскол, 12 – Ярославль, 13 – Тутаев-Долгополка, 14 – Рыбинск-Черменино, 15 – Галич-Горки, 16 – Стойлинский карьер, 17 – Стрелицкий карьер.

Б – опорные разрезы: 1 – Таруса, 2 – Мятлево, 3 – Брянъково, 4 – Мещевск, 5 – Мосальск, 6 – Рессета, 7 – Спас-Деменск, 8 – Ярцево, 9 – Каспля, 10 – Смоленский Брод, 11 – Козлово-Береза, 12 – Вазуза-Зубцов, 13 – Плещеево озеро, 14 – Алтыново, 15 – Шестихино, 16 – Большое Село, 17 – Печегда, 18 – Бибирево, 19 – Молочное, 20 – Ферапонтово, 21 – Каргополь, 22 – Онега, 23 – Великий Устюг, 24 – Нароватово, 25 – Новохоперск, 26 – Урыв, 27 – Лебединский

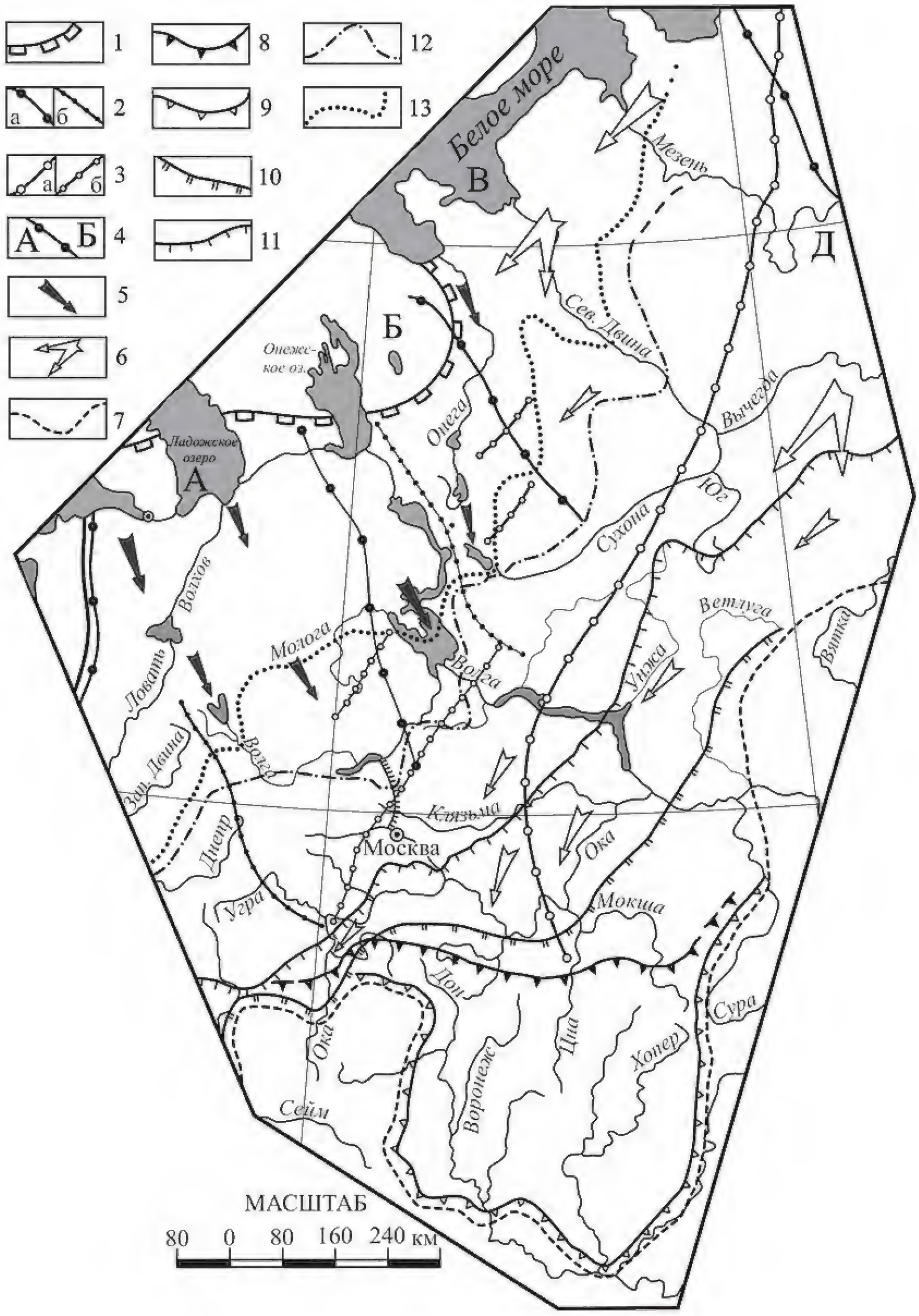


Рис. 2 . Структура и динамика ледниковых покровов Русской равнины.

1 – граница Балтийского кристаллического щита; 2–3 – элементы радиальной структуры: 2а – ледоразделы московского покрова первого порядка, 2б – то же второго порядка; 3а – ледоразделы днепровского покрова первого порядка, 3б – то же второго порядка; 4 – секторы ледниковых покровов: А – Ладожский, Б – Онежский, В – Беломорский, Г – Чешский, Д – Тимано-Средневолжский; 5–6 – господствующее направление движения потоков: 5 – московского возраста, 6 – днепровского возраста; элементы маргинальной структуры: 7 – граница древнеледниковой области: границы разновозрастных оледенений: 8 – донского, 9 – окского, 10 – днепровского, 11 – московского, 12 – калининского, 13 – осташковского.

питающих провинций, необходимо принимать во внимание посекторную изменчивость эрратического и транзитного материала и вносить соответствующие поправки. При этом руководящий принцип проведения литолого-минералогических сопоставлений и корреляции – учет сбалансированного влияния на состав пропорций компонентов из удаленных, транзитных и местных питающих провинций.

В ЦЕНТРАЛЬНОМ РЕГИОНЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ сосредоточены представительные разрезы плейстоценовых отложений (см. рис. 1) Сделаны существенные дополнения и уточнения по остро дискуссионным вопросам стратиграфии и палеогеографии, касающимся в том числе множественности, возраста и границ распространения разновозрастных оледенений на основании обобщения результатов многолетних комплексных исследований ключевых опорных разрезов. Детально исследованные комплексным палеогеографическим методом, они служат надежной базой для стратиграфических построений и реконструкций ледниковой ритмики неоплейстоцена. Среднеплейстоценовый возраст двухъярусного комплекса днепровской и московской морен достоверно установлен в ряде опорных разрезов Центральных районов – Сатино, Таруса, Строгино-Очаковка, Дмитров, Кунья, Черемошник, Ярославль, Рыбинск и др. [Разрезы..., 1977; Судакова, 1990; Комплексный..., 1992; Антонов и др., 2000; Рычагов и др., 2007; Судакова, 2012; Судакова, Карпухин, Алтынов, 2015]. Условия залегания маркирующих ледниковых горизонтов прослежены по ряду профилей (см. рис. 3.).

Проведенные комплексные исследования важнейших опорных разрезов Центральных районов Русской равнины в сопоставлении со стратотипическими – Чекалинским и Сатинским разрезами весьма актуальны в целях надежного обоснования стратиграфического расчленения и корреляции маркирующих ледниковых горизонтов [Разрезы..., 1977; Комплексный анализ..., 1992; Рычагов и др., 2007; Реконструкция..., 2008 и др.].

В Чекалинском разрезе, уникальном по полноте геологической летописи среднего неоплейстоцена, верхняя (днепровская) морена залегает непосредственно на перигляциальных отложениях с лемминговой фауной среднего неоплейстоцена, изученной А.К. Агаджаняном [Разрезы…, 1977]. Установленный диагностический комплекс минералого-петрографических показателей позволяет уверенно сопоставлять её с днепровской мореной по свойственным данному ареальному стратотипу особенностям состава [Реконструкция…, 2008; Судакова, 2008].

Детально изученный Сатинский опорный страторайон [Комплексный анализ..., 1992; Реконструкция..., 2008; Рычагов и др., 2007 и др.] обладает рядом преимуществ: а) представительностью сводной колонки, включающей основные стратиграфические подразделения среднего плейстоцена; б) четким стратиграфическим положением двухъярусного ледникового комплекса между лихвинским и микулинским горизонтами, (что исключает отнесение второй сверху днепровской морены к нижнему плейстоцену); в) наличием между этими моренами мощной аллювиально-озерной толщи, накапливавшейся в интервале 213–265 т.л.н. и вмещающей палинокомплексы межледникового типа; г) хорошей площадной и послойной аналитической изученностью всех горизонтов комплексным методом. Убедительные свидетельства в пользу днепровско-московского (сатинского) межледниковья получены Е.М. Малаевой на основе анализа спорово-пыльцевых спектров из аллювиальных и озерных отложений в скважинах В-8-1 и Г-8-2, разделяющих днепровскую и московскую морены [Антонов и др., 2000] Этот палинокомплекс характеризует растительность смешанных лесов с содержанием пыльцы широколиственных пород до 16–20%. Большие мощности и широкое распространение вмещающих осадков дает основание для признания регионального значения этого термохрона, названного сатинским.

Сопоставление событийных шкал Сатинского страторайона с эталонным для Центра Русской равнины Чекалинским опорным разрезом позволяет более достоверно воссоздать развитие палеогеографических обстановки среднего неоплейстоцена. Оба разреза удачно дополняют друг друга: в Чекалинском наиболее подробно расшифрована палеоклиматическая ритмика сложной лихвинской эпохи и условий залегания днепровской морены, а на Сатинском полигоне надежно диагностирован двухъярусный стратотип среднерусского надгоризонта, включающий днепровский и московский ледниковые этапы с разделяющим их сатинским межледниковьем. Проведенная тщательная ревизия ключевых опорных разрезов Центрального региона подтвердила самостоятельность днепровского (310–270 т.л.н. – МИС 8) и московского (220–150 т.л.н. – МИС 6) оледенений.

Минералого-петрографические критерии расчленения и корреляции отложений ледникового комплекса разработаны на основе установленных закономерностей пространственной изменчивости показателей при обобщения массового аналитического материала [Разрезы..., 1977; Судакова, 1990; 2008; Реконструкция..., 2008 и др.]. Получены репрезентативные материалы по веществен-

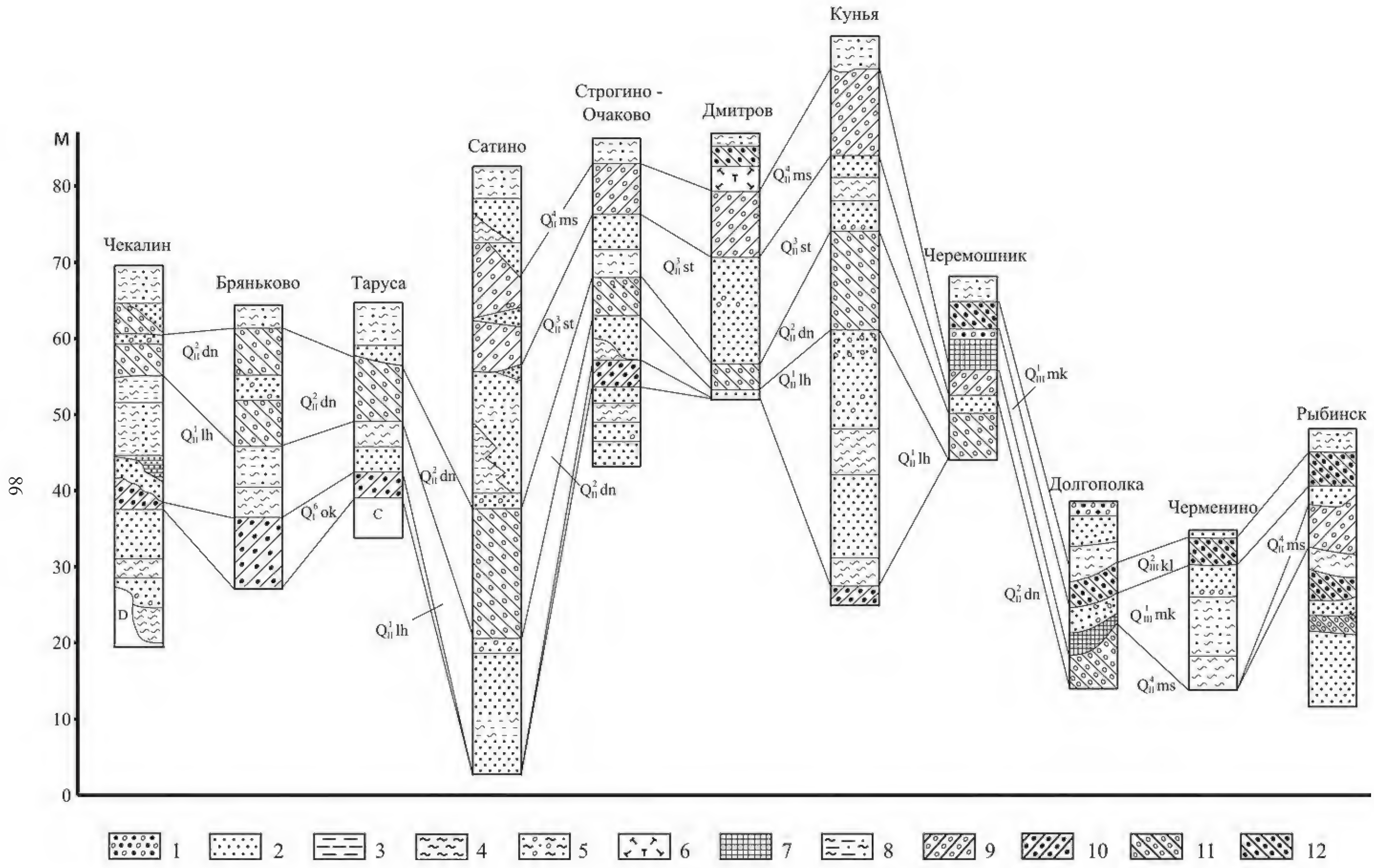


Рис. 3. Сопоставление ледниковых горизонтов в опорных разрезах Центра Русской равнины по линии Верхняя Ока – Ярославское Поволжье.
1 – гравий, галька, 2 – песок, 3 – алеврит, 4 – глина, 5 – суглинок, 6 – торф, 7 – гиттия, 8 – суглинок покровный безвалунный, 9 – суглинок валунный (морена)

ному составу разновозрастных морен. Выявлены пространственно-временные закономерности формирования вещественного состава в моренах западного, центрального и северо-восточных секторов древнеледниковой зоны.

Широко распространенные в регионе днепровская и московская морены по контрастной литологической характеристике четко различаются между собой (таблицы 1, 2), что обусловлено кардинальной перестройкой палеогеографической обстановки ледникового литогенеза – изменением господствующего направления движения ледниковых потоков, и соответствующей сменой удаленных и транзитных питающих провинций [Судакова, 2008]. Днепровской, более глинистой, преимущественно коричневой окраски морене, мощностью 5–30м (310–275т.л.н.) свойственна эпидот-ильменит-гранатовая ассоциация руководящих минералов при умеренном содержании роговой обманки и заметной примеси компонентов из местных и транзитных питающих провинций – турмалина, ставролита, дистена, а также аутигенных – глауконита, сидерита, сульфидов. Московская, более опесчаненная морена красноватой окраски и мощностью до 20–40м (220–150 т.л.н.), содержит значительно больше руководящей роговой обманки (до 25–30%) и других компонентов Балтийской питающей провинции(амфиболов, пироксена) при сокращении компонентов из подстилающих пород. Выявленные диагностические литологические критерии разновозрастных горизонтов, отличающихся по степени полимиктовости и экзотичности минералого-петрографического состава, позволяют уверенно их распознавать и коррелировать в пределах Центрального региона.

Реконструкция структуры и динамики ледниковых покровов с помощью ориентировки включенных обломков фиксирует кардинальные различия в господствующем направлении движения ледниковых потоков: юго-западного в днепровскую эпоху и юго-восточного в московскую [Карпухин, Лавров, 1974; Разрезы..., 1977], что предопределяет различия минералого-петрографического состава разновозрастных ледниковых отложений. Так, по замерам ориентировки валунов из московской морены в более чем 100 пунктах в Ярославском Поволжье установлено господствующее направление движения ледниковых потоков с СЗ на ЮВ, что повлияло на особенности вещественного состава московской морены, а именно, на возрастание содержания в спектрах московской морены эрратического материала из Фенноскан-

Таблица 1. Диагностические особенности состава руководящих минералов разновозрастных морен в центральных районов Русской равнины (осреднённые данные)

Округа		Горизонты	Руководящие терригенные минералы, %					
			n	Роговая обманка	Гранат	Ильменит	Эпидот	Формула
I	Верхневолжский	kl	7	25	15–20	10-15	–	РГи
		ms	56	24,5	18,3	8,9	–	Рг
		dn	37	20,8	17,0	11,2	3,7	Рги
II	Чекалинский	dn	56	25,3	27,4	14,7	6,2	ГРи
		ok	19	16,6	18,3	15,7	5,2	гри
III	Боровско-Сатинский	ms	84	25,7	20,8	11,4	8,0	РГи
		dn	35	19,5	19,2	17,0	5,6	рги
		ok	5	8,9	5,2	8,0	2,8	–
IV	Дмитровско-Московский	kl	7	26,5	17,9	12,0	15,2	Ргэи
		ms	102	22,4	18,9	10,0	9,9	Рги
		dn	46	17,6	16,9	10,0	7,8	рги
		ok	10	13,9	12,5	8,0	7,5	рг
V	Ростовско-Ярославский	kl	11	24,7	12,8	11,0	14,1	Рэги
		ms	89	25,0	18,4	14,9	16,5	РГэи
		dn	57	23,8	20,2	12,8	15,3	ГРэи
		ok	12	14,9	10,9	9,0	12,9	рэг

Примечание: n – объём выборки. Принятые сокращения: Р – роговая обманка, Г – гранат, Э – эпидот, И – ильменит (прописные буквы соответствуют содержанию > 20%, строчные буквы 20–10%)

Таблица 2. Сравнительная характеристика диагностических и корреляционных показателей среднеплейстоценовых морен в центральных районах Русской равнины

Стратиграфические подразделения ледниковых горизонтов		Диагностические критерии							Намагниченность	ТЛ и РТЛ даты, т.л.н.	Возрастные рубежи ледниковых горизонтов, т.л.н.	МИС
		Гранулометрические		Минералогические		Петрографические		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{6}$(СГС)				
		d,мм	S_o	Основная формула %	$К_п$	Ориентировка обломков	Экзотические породы, %					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Московский Q_{II} ms	А	0,95	0,14	$Р_{20}г_{19}и_{10}$	1,4	СЗ-ЮВССЗ-ЮЮВ	20-36	10-1515-25		157-196 168-221 180-220	150 220	6
	Б	0,6	0,13	$Р_{27}э_{17}г_{14}и_{10}$	1,3	ССЗ-ЮЮВ	30,5	20-26	+n=130			
Днепровский Q_{II} dn	А	0,7	0,16	$Г_{22}Р_{20}и_{15}$(Си, Су,Гл)	1,0	СВ-ЮЗ	2-10до 24	5-15		275-310	270 310	8
	Б	0,5	0,15	$э_{15}р_{12}г_{11}и_{10}$	0,9	СВ-ЮЗ	24,5	10-20	–n=102	260-308		

Примечания. Среднестатистические показатели вещественного состава и свойств морен рассчитаны по данным Н.Н. Кузьминой, Л.Ф. Окишевой (1, 2); Н.Г. Судаковой (3, 4); С.С. Карпухина, С.П. Евдокимова (5, 6); С.С. Фаустова, В.А. Большакова (7); В.И. Трухина (8); В.К. Власова, Л.Т. Восковской, В.А. Ильичева, О.А. Куликова (9, 10) – (более 60 дат).

Принятые сокращения и прочие обозначения: А – западные и центральные районы в Ладожском секторе оледенений, Б – восточные районы в Онежском и Беломорском секторах оледенений: d, мм – средневзвешенный диаметр; So – коэффициент сортировки; в основной формуле руководящих минералов: Р – роговая обманка, Г – гранат, Э – эпидот, И – ильменит, Си – сидерит, Су – сульфиды, Гл – глауконит (прописные буквы соответствуют содержанию > 20%, строчные буквы > 10%); Кп – коэффициент питающих провинций; намагниченность: + –прямая, -

дии. Разновозрастность ледниковых горизонтов подтверждается серией термолюминесцентных датировок.

Выявлены тенденции посекторных изменений минералогического состава морен, обусловленные освоением ледниковыми потоками различных удаленных, транзитных и местных питающих провинций. Для сравнительного анализа региональной специфики вещественного состава морен выбраны пять показательных округов (см. таблицу 1). Для минералогического состава морен западных округов, находящихся в сфере Ладожского сектора (Ржевско-Чекалинского, Можайско-Боровского), характерна роговообманково-гранатовая ассоциация руководящих минералов из Фенноскандии – (соответственно 18 и 20%) с максимально высоким содержанием граната – представителя Приладожского сектора Скандинавии при незначительной примеси эпидота (около 5%) – типичного минерала Северо-Уральской области сноса. В Дмитровско-Московском округе, располагающемся в пределах мезозойской равнины, в спектре руководящих минералов доминирует роговая обманка (20%) при достаточно высоком содержании граната (16%). Содержание эпидота постепенно повышается в СВ направлении до 10% в сочетании с возрастанием примеси дистена, турмалина, глауконита и других акцессорных минералов, свойственных подстилающим юрским и меловым породам. В Ярославском Поволжье, находящегося в сфере влияния Онежского ледникового потока, минералогическая формула руководящих минералов претерпевает существенные преобразования: вслед за ведущим компонентом роговой обманкой (в среднем 25%) на вторую позицию поднимается эпидот (18–20%) в равных пропорциях с гранатом. Показательна примесь акцессорных минералов – ставролита, дистена, глауконита. Таким образом, посекторно с запада на восток в ледниковых отложениях уменьшается содержание граната (с 23 до 15%) и возрастает содержание эпидота (с 5 до 20–30%), ассоциирующегося с Тимано-Уральской областью сноса. Провинциальные различия минералогических спектров морен зависят также от степени обогащения ледниковых отложений компонентами местных питающих провинций.

Наряду с пространственной закономерной изменчивостью минерального состава морен документально подтверждены его направленные во времени преобразования в разновозрастных горизонтах, что следует принимать во внимание при диагностике и корреляции ледниковых горизонтов. Документально подтверждено направленное (от более древних морен к молодым) сокращение доли минералов местных питающих провинций (сидерита, глауконита, сульфидов и др.). и возрастание участия дальнеприносных компонентов. Так, содержание типичного представителя Скандинавского центра – роговой обманки – в относительно молодых моренах увеличивается в два-три раза. В результате происходит нарастание полимиктовости и экзотичности состава в связи с последовательным во времени экранированием подстилающих пород (см. таблицу 2).

Таким образом, установленные особенности пространственной и возрастной изменчивости показателей вещественного состава (минералогического, петрографического) ледниковых отложений формируются в зависимости от общих закономерностей развития ледникового литогенеза: а) геологической провинциальности, б) посекторной специфики, в) эволюционной возрастной направленности. Корректная расшифровка и учет закономерных тенденций имеет важное стратиграфическое и корреляционное значение.

Итак, по совокупности геологических, геоморфологических, литологических и биостратиграфических данных под контролем палеомагнитных и геохронологических в Центральном регионе обосновано двукратное оледенение в среднем неоплейстоцене. В среднерусском надгоризонте уверенно выделяются два ледниковых горизонта – днепровский (310–270 т.л.н. – МИС 8) и московский (220–150 т.л.н. – МИС 6), отвечающие самостоятельным оледенениям. Они разделяются сатинским межледниковым горизонтом [Антонов и др., 2000; Судакова и др., 2007]. О самостоятельности днепровского и московского оледенений свидетельствуют также: значительный временной интервал двух ледниковых этапов и выявленная кардинальная перестройка гляциальной обстановки этих оледенений с различным господствующим направлением движения потоков наносов (см. табл. 2).

НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ в объеме среднего неоплейстоцена выделяются два цикла осадконакопления, имеющие ритмичное строение вследствие смены седиментационных обстановок в последовательности межледниковье – оледенение – дегляциация. Нижняя часть цикла представлена полифациальным комплексом межледниковых образований, верхняя сложена ледниковыми отложениями. Среднеплейстоценовые ледниковые горизонты – печорский (днепровский) и вычегодский (московский), выделены и изучены комплексом методов в многочисленных разрезах береговых обнажений и скважин (рис. 4). Каждый ледниковый горизонт обладает специфическим набором литологических признаков, сформированных при суммарном влиянии питающих ледниковых провинций. Но поскольку эти

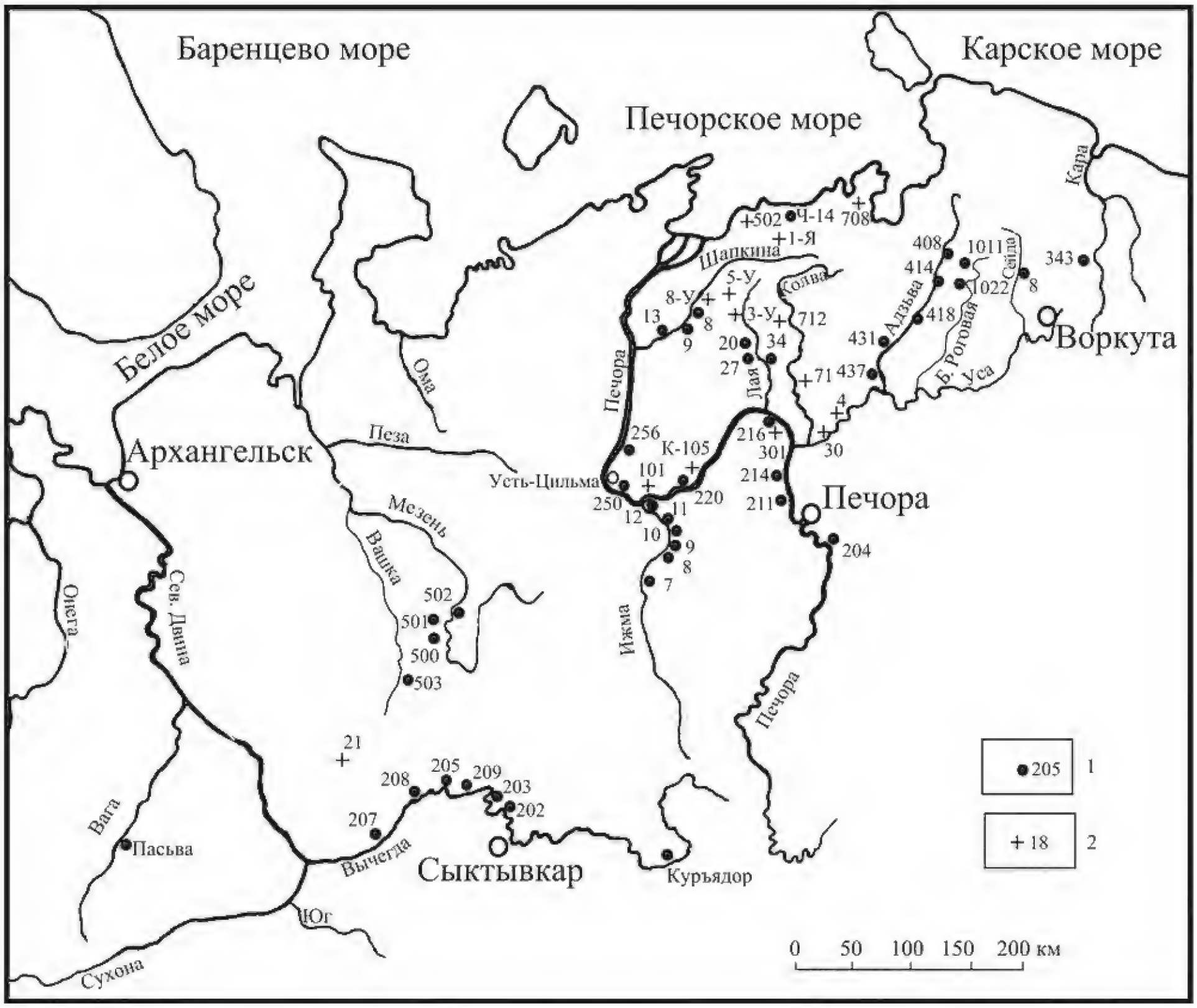


Рис. 4. Схема расположения обнажений и скважин в Северном регионе Восточно-Европейской равнины.
1 – обнажения, 2 – скважины

признаки определяются целым рядом основных факторов ледникового литогенеза: составом пород областей ледниковой денудации (центров оледенений) и ледниковой аккумуляции (областей транзита и местных подстилающих пород), а также рельефом доледникового ложа, от чего в значительной мере зависит динамика ледника, то, естественно, в региональном плане наблюдается изменчивость литологических характеристик морен, что ограничивает использование литологических показателей для широких пространственных корреляций.

В качестве конструктивного решения проблемы корреляции морен Н.Г. Судаковой [1990] было предложено выделение литорайонов по типу ледникового питания на основе литолого-палеогеографического районирования территории древнего материкового оледенения. Такое районирование выполнено на Европейском Северо-Востоке России (рис. 5), что позволяет достаточно корректно устанавливать стратиграфическую приуроченность морен, коррелировать их в рамках литорайонов и проводить межрегиональные сопоставления.

На рис. 6 представлены опорные для севера разрезы береговых обнажений, в которых проведено комплексное изучение отложений. Так, в обн. 21-Черная высотой до 30 м вскрываются оба горизонта морен среднего неоплейстоцена. Нижняя, третья от поверхности, толща лежит в основании разреза и отнесена к печорскому ледниковому горизонту. Его минералого-петрографические и текстурные особенности указывают на формирование за счет материала Пайхой-Уральско-Новоземельской ледниковой питающей провин-

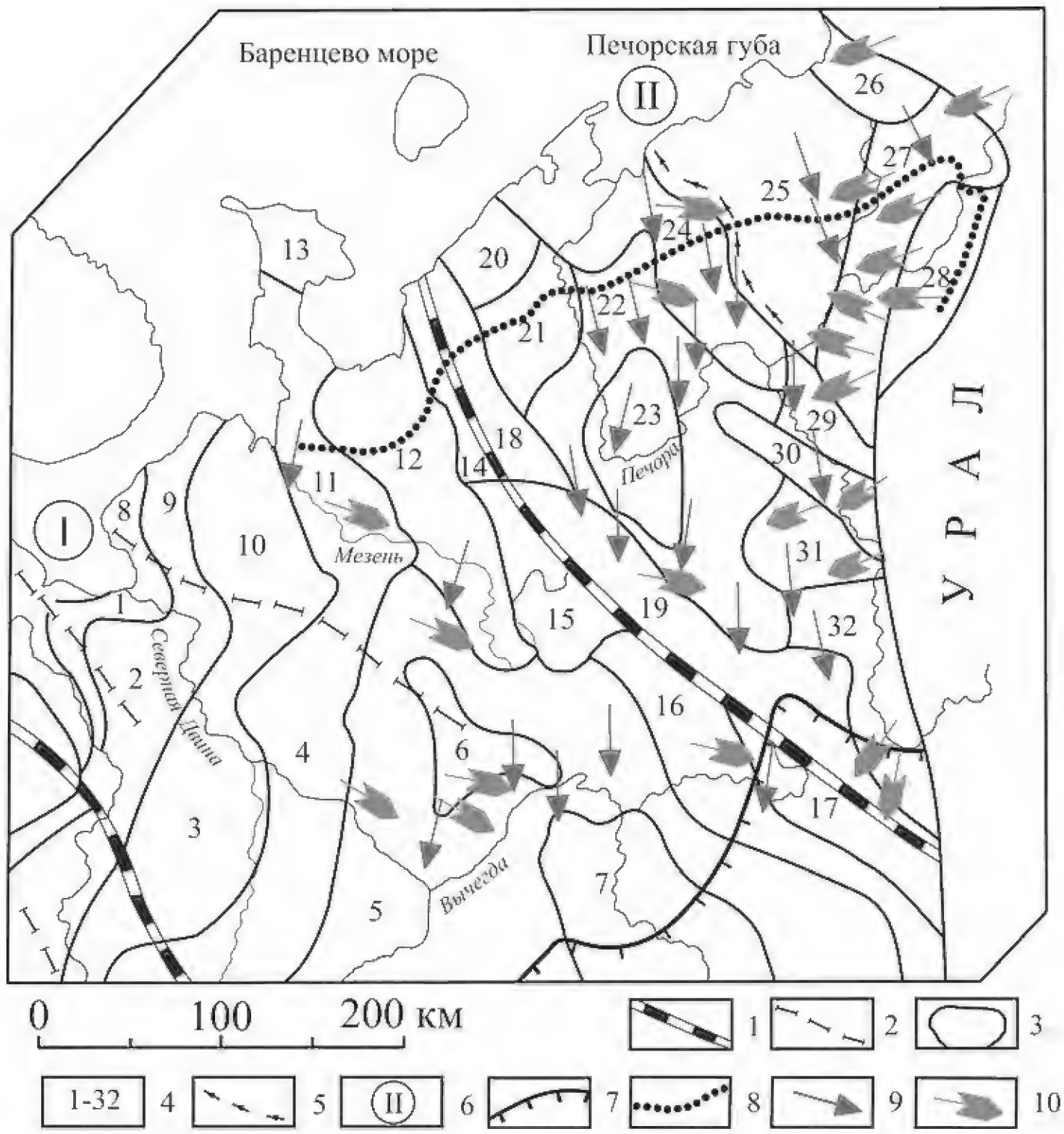


Рис. 5. Литорайоны Европейского Северо-Востока России и направления движения покровных ледников в среднем неоплейстоцене.

1–2 – границы ледоразделов: 1 – первого порядка, 2 – второго порядка; 3 – номера литосекторов: I – Беломорский, II – Поморский; 4 – границы литорайонов; 5 – номера литорайонов: 1 – Архангельский, 2 – Онего-Северодвинский, 3 – Вага-Северодвинский, 4 – Устьинско-Северодвинский, 5 – Сухоно-Вычегодский, 6 – Яренгский, 7 – Верхневиледьский, 8 – Беломорско-Зимнебережный, 9 – Верхнесоянский, 10 – Кулойский, 11 – Вашка-Мезенский, 12 – Чеша-Верхнемезенский, 13 – Канинский, 14 – Пеша-Северотиманский, 15 – Среднетиманский, 16 – Южнотиманский, 17 – Верхневычегодский, 18 – Цильма-Северотиманский, 19 – Восточнотиманский, 20 – Верхнесойминский, 21 – Сулинский, 22 – Лая-Шапкинский, 23 – Печоро-Ижемский, 24 – Нижнепечорско-Лайский, 25 – Мореюский, 26 – Коротаихинский, 27 – Нерцета-Харутинский, 28 – Косью-Роговской, 29 – Сынинский, 30 – Щугорский, 31 – Лемьюский, 32 – Печоро-Илычский; 6 – граница вычегодского оледенения; 7 – предполагаемая зона сочленения вычегодских ледников; 8 – граница полярного оледенения; 9 – направление движения печорского ледника; 10 – направление движения вычегодского ледника

ции [Андреичева, 2002]. На втором сверху ледниковом горизонте лежит мощная (до 8–10 м) толща перигляциального аллювия с арктической фауной, сформированная, вероятно, во время деградации вычегодского ледника и перекрывающая морены в ряде разрезов в долине р. Черной. В обн. 21 в линзовидном полуметровом прослое косослоистого гравийного песка содержатся коренные зубы M^1 и M^2 *Dicrostonyx* мелких млекопитающих с показателем эволюционного уровня (ПЭУ=13,5), что указывает на поздневычегодский возраст вмещающих отложений (Андреичева и др., 1991). Подстилающая морена имеет вычегодский возраст, а её литологические особенности подтверждают связь с Фенноскандинавским центром оледенения. Венчает разрез полярный тилл.

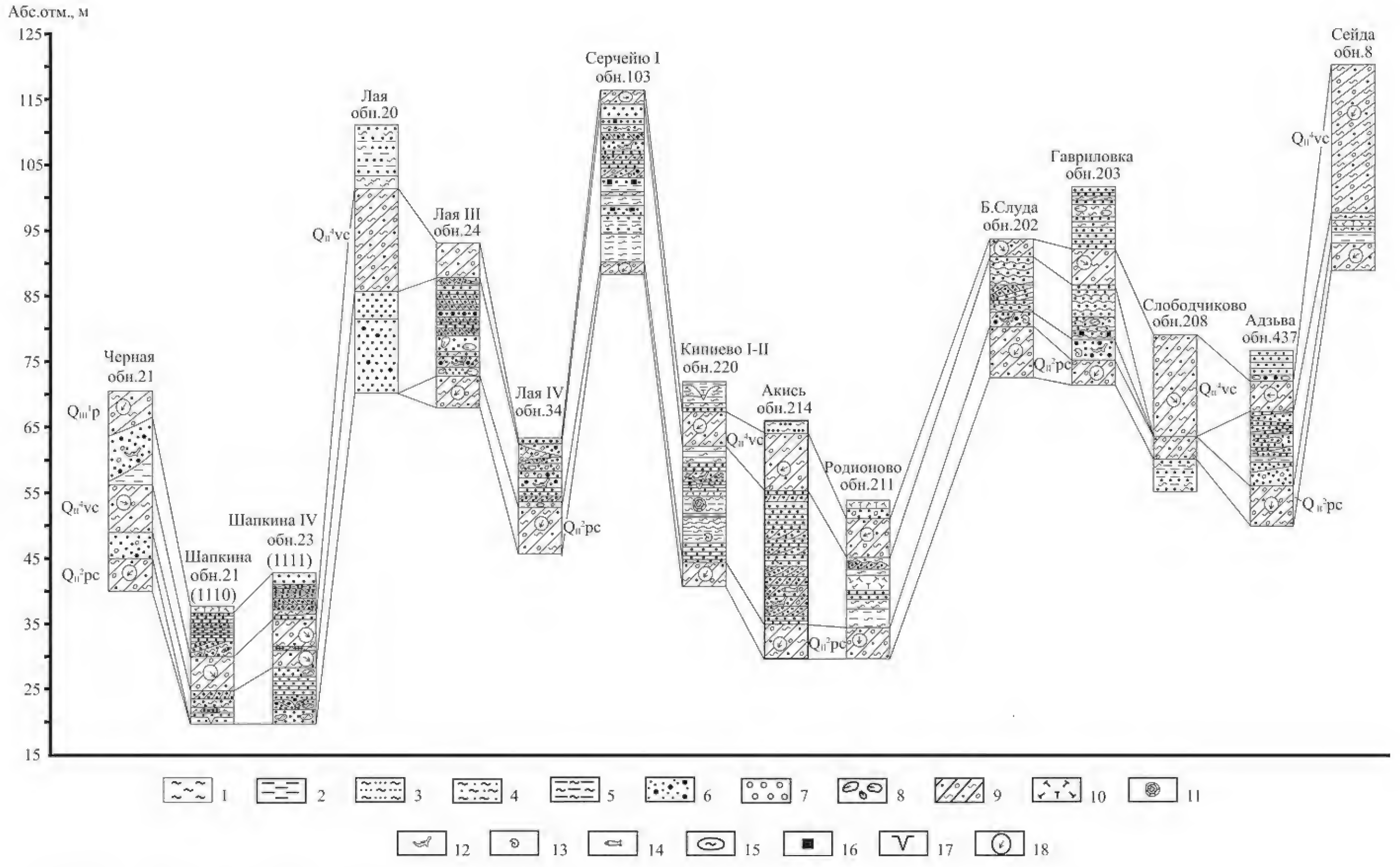


Рис. 6. Корреляция ледниковых горизонтов в опорных разрезах среднего неоплейстоцена на Севере Русской равнины.

1 – песок с гравием, 2 – галька 3 – валуны, 4 – алеврит, 5 – глина, 6 – супесь, 7 – суглинок, 8 – алеврит глинистый, 9 –тилл, 10 – торф, 11 – остатки древесины, 12 – фауна мелких млекопитающих, 13 – раковины моллюсков и фораминифер, 14 – кости рыб, 15 – окатыши глин, 16 – обломки каменного угля, 17 – псевдоморфозы по морозобойным клиньям, 18 – ориентировка обломков пород

В долине р. Шапкиной в среднем неоплейстоцене также отчетливо выделяются два ледниковых горизонта, разделенные пачкой субаквальных родионовских осадков и отвечающие двум самостоятельным оледенениям: печорскому и вычегодскому. Формирование печорской морены происходило в процессе движения ледника с северо-востока. Наиболее широко развита вычегодская морена, связанная с Северо-Западной терригенно-минералогической питающей провинцией. Геологическая позиция его между родионовским и сулинским горизонтами с соответствующими палинологическими спектрами также указывает на вычегодский возраст, чему не противоречат и термолюминесцентные датировки, полученные в процессе совместных работ по российско-норвежскому проекту «ПЕЧОРА». В обн. 1107 на р. Шапкиной возраст подстилающих морских песков составляет 230±20 тыс. лет, а перекрывающих морену озерных песков и алевритов – 130±12 тыс. лет. Залегание между этими датированными толщами вполне однозначно подтверждает её вычегодский возраст [Андреичева, 2007].

В северной и центральной частях Печорской низменности – на реках Черной, Шапкиной, Лае, Серчейю и на нижней Печоре, а также на юге Тимано-Печоро-Вычегодского региона – в долине р. Вычегды, между двумя среднеплейстоценовыми ледниковыми горизонтами лежит толща родионовских (сатинских) отложений, стратиграфическая принадлежность которых палинологическим методом установлена в четырех опорных разрезах: обн. 21-Шапкина, обн. 20-Лая, обн. 211-Родионово и обн. 208-Слободчиково [Дурягина, Коноваленко, 1993; Марченко-Вагапова, 2011]. В остальных разрезах, приведенных на рис. 6, в перигляциальном аллювии содержится среднеплейстоценовая леммингова фауна [Гуслицер, 1981; Гуслицер, Исайчев, 1976, 1980]. Печорский и вычегодский ледниковые горизонты имеют комплексы контрастных литологических показателей и разнонаправленную ориентировку удлиненных обломков пород, что указывает на формирование их за счет различных источников сноса обломочного материала.

На крайнем Северо-Востоке Европейской России в среднеплейстоценовом ледниковом комплексе также отчетливо выделяются две разновозрастные морены. На основании комплексной литологической характеристики каждого горизонта определена их стратиграфическая принадлежность: нижняя ледниковая толща отнесена к печорскому горизонту, верхняя – к вычегодскому. Между ними залегает пачка озерно-болотных осадков, возраст которых, по данным палинологии в опорных разрезах 437-Адзьва [Дурягина, Коноваленко, 1993] и 8-Сейда [Андреичева, Дурягина, 1999], определен как родионовский. Литологические различия в составе морен свидетельствуют о формировании в условиях смены ледниковых питающих провинций и доказывают их самостоятельность.

Печорский ледниковый горизонт на севере Русской равнины выделяется по стратиграфическому положению – залеганию между чирвинскими (лихвинскими) и родионовскими (сатинскими) отложениями, охарактеризованными соответствующими спорово-пыльцевыми спектрами. Кроме того, в ряде разрезов вышележащие перигляциальные осадки содержат остатки копытных леммингов с показателем эволюционного уровня развития, соответствующим позднепечорским популяциям [Кочев, 1984].

Тесная связь литологического состава морен с составом местных подстилающих пород и пород питающих провинций (удаленных и транзитных) проявляется в уменьшении содержаний местных компонентов и увеличение дальнеприносных от печорского горизонта к вычегодскому. Результаты изучения их литологического состава приведены в таблице 3. Для мелкозема печорской морены характерны низкая степень сортированности (S_c=0,13–0,19) и изменчивость гранулометрического состава ($d_{ср}$=0,12–0,39 мм), обусловленная различным грансоставом подстилающих пород. Состав тяжелой фракции также отражает особенности минерального состава пород питающих провинций. Особенность печорской морены в районах А и Б (табл. 3) состоит в преобладании эпидота – минерала Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции. В составе тяжелой фракции повышены суммарные концентрации пирита и сидерита, а в легкой – глауконита (до 60 зерен на стандартный петрографический шлиф), характерных для пород триаса, юры и мела, подстилающих отложения квартера практически на всем Европейском Северо-Востоке России. Во всех разрезах печорской морены наблюдается тенденция доминирующей роли сидерита над пиритом.

В петрографическом спектре обломков пород из печорской морены в тех же районах (А и Б) весьма существенно содержание местных подстилающих терригенных пород. На севере и в западной части Европейского Северо-Востока России это мезозойские песчаники и алевролиты, а в восточной – песчаники, гравелиты и алевролиты перми и триаса [Андреичева, 2012]. На крайнем северо-востоке (табл. 3 район В) обращает на себя внимание преобладание обломков местных светло-серых и белых известняков девона и карбона, слагающих гряду Чернышева. Характерной особенностью печорской морены является доминирова-

Таблица 3. Литологические критерии расчленения и корреляции морен среднего неоплейстоцена на Европейском Северо-Востоке России

Район (литорайон)	Индекс горизонта	Петрографический состав, % Группы пород						Руководящие валуны, другие характерные породы	Ориентировка обломков	Руководящие минералы	Средний диаметр $d_{ср.}$, мм	Коэф-т сортировки S_c
		I	II	III	IV	V	VI					
А (22, 23, 24, 25)	$Q_{II}^{2}pč$	20	20	33	12	5	9	Розовые криноидно-мшанковые известняки с Новой Земли. Преобладают темноокрашенные известняки и местные породы	ССВ-ЮЮЗ	Эсга	0,012	0,19
	$Q_{II}^{4}vč$	15	25	22	15	12	11	Кристаллические породы Фенноскандинавии. Тиманские базальты с агатами, опоки, мергели, оранжевые песчаники перми	ЗСЗ-ВЮВ	Эагс	0,017	0,17
Б (16, 17)	$Q_{II}^{2}pč$	23	11	32	12	9	13	Новоземельские розовые криноидно-мшанковые известняки	ССВ-ЮЮЗ	Эсга	0,031	0,13
	$Q_{II}^{4}vč$	12	35	19	12	14	6	Кристаллические породы Фенноскандинавии. Тиманские базальты с агатами	ЗСЗ-ВЮВ	АГэ	0,027	0,11
В (29, 30, 31)	$Q_{II}^{2}pč$	11	29	23	17	7	13	Новоземельские розовые криноидно-мшанковые известняки. Доминируют местные светлоокрашенные известняки карбона	СВ-ЮЗ	Эсп	0,026	0,13
	$Q_{II}^{4}vč$	14	14	26	20	14	12	Породы Полярного и Приполярного Урала: амфиболиты, пироксениты, перидотиты, кварциты и кварцито-песчаники девона и ордовика	ВСВ-ЗЮЗ	Эсг	0,021	0,12
Г (26, 27, 28)	$Q_{II}^{2}pč$	19	18	27	11	10	15	Новоземельские розовые криноидно-мшанковые известняки	ССВ-ЮЮЗ	Эсг	0,039	0,15
	$Q_{II}^{4}vč$	15	13	19	22	15	18	Породы Полярного и Приполярного Урала: амфиболиты, пироксениты, перидотиты, кварциты и кварцито-песчаники девона и ордовика	ВСВ-ЗЮЗ	Эаг	0,030	0,11

Примечание. **А** – Черная, нижняя Печора; Шапкина, Колва; **Б** – Вычегда, **В** – Адзьва, Сейда, Б. Роговая; **Г** – средняя Печора. Литорайоны см. на рис.5. **I** – палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты, **II** – палеозойские светло-серые и белые известняки, **III** – юрские и нижнемеловые терригенные породы (местные), **IV** – терригенные породы перми и триаса (транзитные), **V** – магматические и метаморфические породы (дальнеприносные), **VI** – кварциты и кварцитопесчаники (дальнеприносные). Минералы: Э – эпидот, А – амфиболы, Г – гранат, С – сидерит (Заглавные буквы – больше 20%; строчные – от 19 до 10%).

ние осадочных и метаморфических образований полярноуральско-пайхойского происхождения и постоянное присутствие единичных обломков розовых мраморовидных криноидно-мшанковых известняков ордовик-раннесилурийского возраста – руководящих пород с Новой Земли, ареал которых прослеживается до бассейна р. Вычегды. Их наличие в печорской морене не отмечалось ни одним из предыдущих исследователей. В качестве еще одной особенности необходимо отметить выдержанную ориентировку длинных осей обломков по азимуту 340–60° на большей части изученной территории (рис. 5). В восточной части региона обломки пород ориентированы в секторе 20–60°. Комплекс полученных литологических данных свидетельствует о доминирующей роли Пайхой-Уральско-Новоземельского центра оледенения в печорское время на всей территории Европейского Северо-Востока России.

Вычегодский ледниковый горизонт с экзарационным контактом залегает на родионовских межледниковых отложениях, а иногда непосредственно на печорском ледниковом горизонте. Он развит существенно шире печорского: плащеобразно покрывает долины рек и междуречья, слагает средние и верхние части разрезов береговых обнажений и вскрыт многочисленными скважинами, часто является рельефообразующим. Особенностью палеогеографии вычегодского оледенения среднего неоплейстоцена является существование в северо-западной (табл. 3 А, Б) и северо-восточной и восточной (табл. 3 В, Г) частях северного региона ледниковых покровов различных центров.

В ряде разрезов вычегодская морена лежит между перигляциально-аллювиальными отложениями, датированными по коренным зубам копытных леммингов, что достаточно надежно свидетельствует о его формировании в вычегодское время (рис. 6). Принадлежность морены к вычегодскому горизонту подтверждается также результатами комплексного литологического исследования: проанализировано огромное количество проб из береговых обнажений и скважин в Тимано-Печорском регионе [Андреичева, 1992, 2002, 2012, 2017; Андреичева и др., 2015]. Гранулометрический состав вычегодских ледниковых отложений (табл. 3) определяется относительным постоянством, о чем свидетельствуют незначительные вариации среднего диаметра: $d_{ср}$ меняется от 0,027 до 0,035 мм, и низкой степенью сортированности мелкозема (S_c=0,11–0,17).

В минеральном составе тяжелой фракции вычегодского тилла средние содержания амфиболов и гранатов – минералов, характерных для Северо-Западной терригенно-минералогической провинции, в большинстве разрезов повышены по сравнению с печорским (табл. 3 А, Б). Пирита и сидерита существенно меньше, их соотношения изменчивы. Глауконит представлен более мелкими зернами, чем в печорском тилле, и содержится его в несколько раз меньше: до 15–20 зерен на стандартный петрографический шлиф. Однако различия по составу тяжелых минералов не позволяют проводить достоверное расчленение и надежную корреляцию средненеоплейстоценовых ледниковых горизонтов. На территории исследований широко развиты однообразные по минералогии мезозойские породы, ассимилируя которые мореносодержащий лед утратил черты своей индивидуальности, приобретенные в начале движения из центров оледенения. Но в южных районах Тимано-Печоро-Вычегодского региона Европейской России (табл. 3 Б) печорская и вычегодская морены резко различаются по составу тяжелых минералов. И поскольку различия эти выдержаны в пределах значительных по площади участков, минеральный состав тяжелой фракции приобретает здесь важное стратиграфическое и палеогеографическое значение.

На севере Русской равнины вычегодская морена содержит в целом больше крупнообломочного материала по сравнению с печорской. В группе карбонатных пород в районах А и Б доминируют обломки светло-серых и белых известняков, слагающих Карбоновое плато на северо-западе Русской равнины (табл. 3). В вычегодской морене повсеместно отмечаются обломки кристаллических пород фенноскандинавского происхождения, на долю которых приходится до 20–23%. Представлены они гнейсами, гранитогнейсами, гранитами, амфиболитами, габброидами и их метаморфическими разностями. Отмечаются также нефелиновые сиениты, агатсодержащие базальты и аметисты с Северного Тимана, которые можно рассматривать в качестве руководящих. Удлиненные обломки ориентированы с запада-северо-запада на восток-юго-восток (270–360°), что в комплексе с петрографическим составом пород свидетельствует о поступлении терригенного материала из Фенноскандинавии и Северного Тимана. Этот вывод подтверждается калий-аргоновыми изотопными датировками валунов кристаллических пород (гранитов, диоритов, гнейсов, сланцев) из вычегодского тилла (1345–2015 млн лет) и хорошо согласуется с реконструкцией направления движения ледникового покрова во время второго цикла средненеоплейстоценового оледенения [Андреичев, Андреичева, 2013].

Крайний северо-восток и восток региона (районы В, Г) были ареной развития ледника, располагавшегося в районе Полярного и Приполярного Урала [Андреичева, 1992, 2012; Андреичева и

др., 2015; Кузнецова, 1971]. Обломки пород здесь ориентированы с востока на запад (80–105°). В петрографическом составе валунно-галечного материала присутствует большое количество магматических и метаморфических уральских пород.

Итак, региональной особенностью печорской морены являются повышенное по сравнению с вычегодским горизонтом содержание валунов местных дочетвертичных пород, присутствие руководящих валунов – новоземельских ордовик-нижнесилурийских розовых криноидно-мшанковых известняков и северо-северо-восточная выдержанная ориентировка обломков. Вычегодская морена разрезов в районах А и Б отличается высокой концентрацией в составе крупнообломочного материала валунов фенноскандинавских кристаллических пород, тиманских агат-содержащих базальтов и ориентировкой обломков с северо-запада на юго-восток. Для вычегодского моренного горизонта разрезов в районах В и Г характерны значительная примесь валунов магматических и метаморфических пород Полярного и Приполярного Урала и субширотная ориентировка обломков. Таким образом, эти среднеплейстоценовые ледниковые горизонты существенно различаются по петрографическому составу включенных обломков и их ориентировке, что однозначно указывает на формирование каждого из них под влиянием различных питающих провинций.

Выявлена различная корреляционная информативность отдельных литологических показателей морен, из которых наиболее надежными и регионально выдержанными являются петрографический состав крупнообломочного материала и присутствие руководящих валунов, соотношение дальнеприносных и местных компонентов, ориентировка удлиненных обломков. Установлена высокая эффективность использования для расчленения и корреляции моренных горизонтов данных калий-аргонового изотопного датирования обломочного материала основных морен, впервые в регионе полученных при изучении четвертичных отложений.

Заключение

В результате многолетних комплексных исследований сделаны существенные дополнения и уточнения по дискуссионным вопросам стратиграфии и реконструкции палеоклиматической ритмики среднего неоплейстоцена, включая определение возраста и границ распространения разновозрастных ледниковых покровов.

В древнеледниковой зоне Русской равнины выявлены характерные особенности пространственной и возрастной изменчивости ледникового морфолитогенеза: 1) широтная зональность, проявляющаяся в рельефе, строении и составе, слагающих отложений, формирующихся в палеогеографических зонах разновозрастных оледенений; 2) геологически обусловленная провинциальность состава морен в зависимости от особенностей морфолитоструктур коренного основания и местных питающих провинций; 3) посекторная изменчивость состава морен в соответствии с потоковой структурой ледникового покрова; 4) эволюционные тренды возрастных изменений параметров состава ледниковых литосистем. Проявляющиеся пространственно-временные закономерности морфолитогенеза необходимо учитывать при ПГ реконструкциях, стратиграфических построениях и межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов.

Условия залегания маркирующих ледниковых горизонтов и установленный выдержанный диагностический комплекс показателей состава разновозрастных среднеплейстоценовых морен позволяет достаточно уверенно коррелировать их на обширной территории от верховий Волги и Оки до Большеземельской тундры. Днепровская морена Центрального региона по стратиграфическому положению и совокупности диагностических показателей сопоставляется с печорским горизонтом Северо-Востока, а московская – с вычегодским [Андреичева, Судакова, 2014]. Согласующиеся между собой биостратиграфические, литостратиграфические и геохронологические данные однозначно свидетельствуют о самостоятельности этих среднеплейстоценовых оледенений.

Аргументированные выводы по расчленению и корреляции маркирующих горизонтов на обширной территории, получившие комплексное обоснование, могут служить основанием для внесения уточнений в общую стратиграфическую шкалу среднего неоплейстоцена и соответствующей корректировки региональных стратиграфических схем (табл. 4). В составе среднерусского надгоризонта предлагается выделение самостоятельных днепровского (печорского – МИС 8) и московского (вычегодского – МИС 6) ледниковых горизонтов, разделенных сатинским (родионовским, горкинским – МИС7) межледниковым горизонтом.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-41 и по теме госзадания № 115012130017.

Литература

Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.

Таблица 4. Сопоставление стратиграфических подразделений среднего неоплейстоцена Европейского Центра и Северо-Востока России

Шкала абсолютного возраста (тысячи лет назад)	Звено неоплейстоцена	Центр				Северо-Восток		
		Надгоризонт	Горизонт	Временные рубежи (тысячи лет назад)	Изотопно-кислородные стадии	Надгоризонт	Горизонт	Изотопно-кислородные стадии
	Верхнее		Микулинский		5e		Сулинский	5e
150–	Среднее	Среднерусский	Московский: Верхний	—150	6	Тимано-Уральский	Вычегодский	6
200–			Московский: Средний	—180				
			Московский: Нижний	—200				
250–			Сатинский	—220	7		Родионовский	7
							Печорский	8
300–			Днепровский	—270	8			
		Чекалинский		—310	9		Чирвинский	11
		Калужский		—320	10			
350–				—340				
400–		Лихвинский			11			
450–				—460				
	Нижнее	Окский			12	Коми-пермский	Помусовский	12

Андреичева Л.Н. Стратиграфия и корреляция плейстоцена Большеземельской тундры (бассейн р. Черной) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002, №4. С. 91–104.

Андреичева Л.Н. Плейстоценовые отложения в бассейне р. Шапкиной (Большеземельская тундра) // Литология и полезные ископаемые. №1. 2007. С. 93–110.

Андреичева Л.Н. Литология верхне-среднеплейстоценовых тиллов на крайнем северо-востоке Европейской России. // Литология и полезные ископаемые. № 3, 2012. С. 285–297.

Андреичева Л.Н. Корреляция неоплейстоценовых тиллов севера Русской равнины по петрографическому составу крупнообломочного материала // Литология и полезные ископаемые. №1. 2017. С. 84–100.

Андреичева Л.Н., Судакова Н.Г. Оценка надежности межрегиональной корреляции среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов в Центре и на Севере Русской равнины // Известия. КОМИ науч. Центра Урал. Отд. РАН. №2 (18). Сыктывкар. 2014. С. 55–67.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 83 с.

Андреичева Л.Н., Андреичев В.Л. K–Ar изотопное датирование основных тиллов на северо-востоке Европы // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 26–28.

Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А. Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Т.II. Сыктывкар, 1999. С. 184–187.

Андреичева Л.Н., Кочев В.А., Дурягина Д.А. Стратиграфическое расчленение плейстоцена севера Большеземельской тундры // Рациональное комплексирование литологических исследований ледниковых формаций, Сыктывкар, 1991. С. 6.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Климато-стратиграфические подразделения московского горизонта ЮЗ Подмосковья. //Стратиграфия и геологическая корреляция. Т.8. №3. 2000. С. 100–112.

Батурин В.П. Петрографический анализ прошлого по терригенным компонентам. М.-Л. АН СССР. 1947. 335 с.

Гуслицер Б.И. Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. С. 28–37.

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Позднеднепровский копытный лемминг из межморенных отложений средней Печоры // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР: Ежегодник-1975. Сыктывкар, 1976. С. 62–67.

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Копытные лемминги плейстоценовых отложений р. Лаи // Фанерозой северо-востока европейской части СССР. (Тр. ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 33). Сыктывкар, 1980. С. 81–95.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.

Карпухин С.С., Лавров А.С. Направление движения и положение контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине // Доклады Академии наук СССР. Т. 216. №1. 1974. С. 158–161.

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: изд-во МГУ. 1992. 128 с.

Кочев В.А. Определение возраста четвертичных отложений по ископаемым остаткам копытных леммингов. (Сер. препринтов «Новые науч. методики» / АН СССР. Коми фил.; Вып.12). Сыктывкар, 1984. 16 с.

Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань, 1971. 122 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 1976. 237с.

Марченко-Вагапова Т.И. Палинологическая характеристика отложений среднего плейстоцена в обн. Слободчиково в бассейне р. Вычегды, Республика Коми (предварительные данные) // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии». Апатиты, 2011. С. 74–76.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. Под редакцией академика К.К. Маркова // М.: изд-во Московского ун-та, 1977. 198 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М., Географический ф-т МГУ. 2008. 164 с.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. Актуальные вопросы стратиграфии и палеогеографии центрального региона России. // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. Щукинские чтения. М. 2015. С. 515–518.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. Ледниковая ритмика среднего плейстоцена Центра Русской равнины (по материалам Сатинского страторайона) // Вестник Моск. ун-та, серия 5. География. № 4. 2007. С. 15–22.

Рухин Л.В. Основы литологии. Л., 1969. 703 с.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. М.: Недра. 1973. 176 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Московского ун-та. 1990. 159 с.

Судакова Н.Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. №68. М.: ГЕОС. 2008. С. 50–58.

Судакова Н.Г. К вопросу о стратотипах ледниковых горизонтов в центральном регионе Русской равнины. // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М., 2012. С. 162–172.

Судакова Н.Г., Рычагов Г.И.. Антонов С.И. Актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего плейстоцена Центра Русской равнины // Геологические события неогена и квартера России. М.: ГЕОС. 2007. С. 86–90.

Шик С.М. О границах распространения ледников в центральной части Европейской России // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 70. М.: ГЕОС. 2010. С. 100–107.

Шик С.М. Горизонты неоплейстоцена Центра Европейской России: сопоставление со ступенями стратиграфической шкалы. Стратотипы и гипостратотипы. // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 73. М.: ГЕОС. 2014. С. 52–62.

L.N. Andreicheva, S.S. Karpukhin, N.G. Sudakova

IDENTIFICATION AND INTERREGIONAL CORRELATION OF MID-PLEISTOCENE GLACIAL UNITS IN THE CENTER AND NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLAIN

Controversial issues of regional stratigraphy and palaeogeograpy are discussed. Comparison is presented of the complex studies of representative sections that included geomorphological, biostratigraphic, lithological methods and geochronological control. Two glacial units were recognized within the Srednerusskiy super-horizon between the Likhvinian (Chirvinskinian) and Mikulinian (Sulninan) layers: Dneprovian (correlated to Pechorian) – MIS 8, and Moscovian (correlated to Vychegodsky) – MIS 6. The two glacial horizons are separated by the Satinsky (Rodionovsky) MIS 7 horizon, which favors their recognition as two separate glacial epochs in the Mid Pleistocene. Distinct pecularities of the lithology of the two glacial horizons were revealed as well as spatial differences in mineralogical spectra and evolution trends. Interregional correlation of the glacial horizons was illustrated by integrated geological profiles. The presented general stratigraphic scheme of the Middle Neopleistocene is important for specification of glacial rhythmicity and correction of regional stratigraphic schemes.

Keywords: Complex analysis, key sections, stratigraphy, Middle Pleistocene, palaeogeographic reconstructions, till lithology, lithogenesis, interregional correlation, stratigraphic scheme

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

К. Зигерт[1], А.И. Сергеенко[2], Л. Ширмейстер[1]

[1]Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), Потсдам, Германия
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск

В статье изложены первые результаты датирования отложений позднего квартера из двух районов Северного Верхоянья. Было получено 35 дат методом AMS C-14.Датированию подверглись фрагменты растительных остатков, извлеченных из аллювиальных и нивальных отложений. Полученные датировки охватывают интервал времени от 48 тыс.лет до современности.

Ключевые слова: горы Северного Верхоянья, отложения позднего квартера, радиоуглеродный возраст, нивальные отложения, аллювий, ледовый комплекс

Введение

В последние десятилетия было получено много данных о возрасте и условиях формирования плейстоценовых отложений северной Евразии, позволяющие по-новому рассмотреть историю оледенения и развития окружающей среды в этом регионе [Hubberten et al., 2004; Svendsen et al., 2004; Stauch et al., 2007; Зигерт и др., 2007; Astakhov, 2008]. Особенно подробно были изучены отложения низменных территорий, примыкающих к Северному Верхоянью. На основе мультидисциплинарных исследований, обусловивших получение большого количества данных по их абсолютному возрасту, удалось раскрыть особенности развития окружающей среды для этой территории, характера осадконакопления и криогенеза в позднем неоплейстоцене [Schirrmeister et al., 2002; Kienast et al., 2005; Sher et al., 2005; Зигерт и др., 2009]. Однако, для четвертичного покрова горной части этого региона данные по абсолютному возрасту до последнего времени практически отсутствовали. Лишь для четвертичных отложений Хорогорской впадиной были получены подробные сведения о их строении и абсолютном возрасте [Grosse et al., 2007].

При разработке легенды северной части Хараулах-Тарасалинской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:50000 (1991–1993 гг.) были проведены исследования кайнозойских отложений Северного Верхоянья. На основе геоморфологического положения, литологического строения разрезов, данных палинологического анализа и находок мамонтовой фауны, была составлена новая стратиграфическая схема четвертичных отложений изученной территории [Сергеенко и др., 2004]. Не представлялось тогда возможным получить в полном объеме необходимых абсолютных датировок для изученных отложений. Палинлогические данные оказались относительно однотипными, указывающими то на существование кустарниковой тундры с произрастанием деревьев в благоприятных локальных условиях, то на ландшафты с преобладанием тундростепных растительных ассоциаций. Стратиграфическая классификация некоторых разрезов осталось поэтом под вопросом. Так как большая часть отобранных для лабораторных исследований образцов сохранилась, и многие из них содержали прекрасно сохранившиеся растительные остатки, нам удалось получить первую представительную серию радиоуглеродных данных для четвертичных отложений в горной части этой территории, а также в его непосредственном обрамлении, которая представлена в настящей статье.

Районы исследования

Северное Верхоянье (Хараулахский хребет) протягивается в северном направлении на 350 км, его высота понижается с юга на север от 1400

до 400 м. В настоящее время в регионе при континентальном климате господствует тундровая растительность. Горная область характеризуется разнообразием рельефа. Русанов и др. [1967] выделяют денудационно-тектонические горы, денудационные равнины и плато, указывают на широкое развитие нагорных террас на водоразделах. За последние годы собраны многие данные, свидетельствующие о значительной роли нивальных процессов в формировании рельефа низкогорной части региона [Куцницкий, 1989; Galabala, 1997; Kunitsky et al., 2002]. Ясные признаки деятельности ледников в рельефобразовании не выражены. Интерпретация М.Г. Гросвальдом и В.Б. Спектором [1990] деформаций коренных пород в окресности оз. Севастьян как гляциодеформации не подтверждается. Петрографическое исследование образцов из деформированных пород этой территории однозначно выявили, что породы милонитизированны и, несомненно, подвергались тектоническим деформациям. Это согласуется с высокой сейсмотектонической активностью этой территории [Патык-Кара, Коршуев, 1990; Имаев и др., 2000; Имаева и др., 2007].

В пределах Северного Верхоянья располагаются выраженные в рельефе впадины долготного простирания (Кенгдейская, Согинская, Кунгинская, Быковской протоки и др.), выполненные мощными палеоценовыми и эоценовыми осадками [Галабала, 1983; Сергеенко, Прокопьев, 2010]. Многочисленные сбросы, фиксируемые вдоль западного берега губы Буор-Хая, обрамляют молодые впадины (Хорогор, Севастьян и др.), в которых непосредственно на коренных породах залегает покров поздне-неоплейстоценовых и голоценовых отложений [Grosse et al., 2007].

По особенностям проявления современных геодинамических процессов в районе исследования выделяются две структурно-фациальные зоны: Хараулахская (одноименный хребет), характеризующаяся преимущественным поднятием территории, и Буорхаинская, которая протягивается в прибрежной части моря Лаптевых и отличается преимущественным опусканием (рис. 1). Датирование проводилось для отложений представительных участков обеих структурно-фациальных зон.

Методы исследования

Для определения абсолютного возраста были выбраны разрезы в трех типичных участках региона (см. рис. 1). Особенное внимание удалялось разрезам водораздельных областей, так как их классификация вызвала наибóльших сомнений. Растительные остатки для датирования отбирались под стереомикроскопом из образцов, хранившихся в воздушно-сухом состоянии. Большинство растительных остатков имело свежий облик и состояло из стебельков и корешков трав, обломков кустарничков и их листьев, веток мха, разных семян.

Определение радиоуглеродного возраста проводилось методом ускорительной масс-спектроскопией (AMS) в лаборатории радиометрического датирования и исследования стабильных изотопов университета Киль, (Германия) и в лаборатории радиоуглеродного датирования в Познане (Польша). Кроме того, имеются некоторые датировки, полученные ранее по крупным древесным остаткам, выполненные классическим методом радиоуглеродного датирования в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте (ДВО РАН), Магадан. Расчет абсолютного возраста производилось при помощи радиоуглеродной калибровочной программы CALIB Rev 7.0.2 [Stuiver, Reimer, 1993; Reimer et al., 2013].

Результаты

Имея первую представительную серию данных абсолютного возраста для региона исследования (табл.) мы попытались сопоставить их со стратиграфической схемой, опубликованной впервые Сергеенко и др. [2004] и в легко исправленной виде после получения первых возрастных данных [Имаева и др., 2007; Сергеенко и др., 2011]. Оказалось, что стратиграфическая классификация, обоснованная на принципе высотного положения предположительно аллювиальных террас в районах исследования часто не приемлема. Высотное положение четвертичного покрова Хараулахской структурно-фациальной зоны, которая находится под влиянием молодых активных сейсмотектонических процессов и перигляциального рельефобразования, очевидно, нельзя принимать в качестве основы для оценки их возраста. Об этом свидетельствуют представленные ниже разрезы отложений трех участков, для которых произведено радиоуглеродное датирование.

Элидепский участок

Мыс Оголох-Тумса. В береговых обрывах на мысе Оголох-Тумса (рис. 2 А) четвертичные отложения залегают непосредственно на коренных породах в виде элювиального щебнистого слоя мощностью около 0,3 м. Высота коренного цоколя над уровнем моря составляет 10 м. Отложения представлены сильно льдистыми суглинками (алевритами с примесью песчаного материала), обогащенными растительными остатками (стебельки и корешки трав, ветки мхов, мелкие обломки

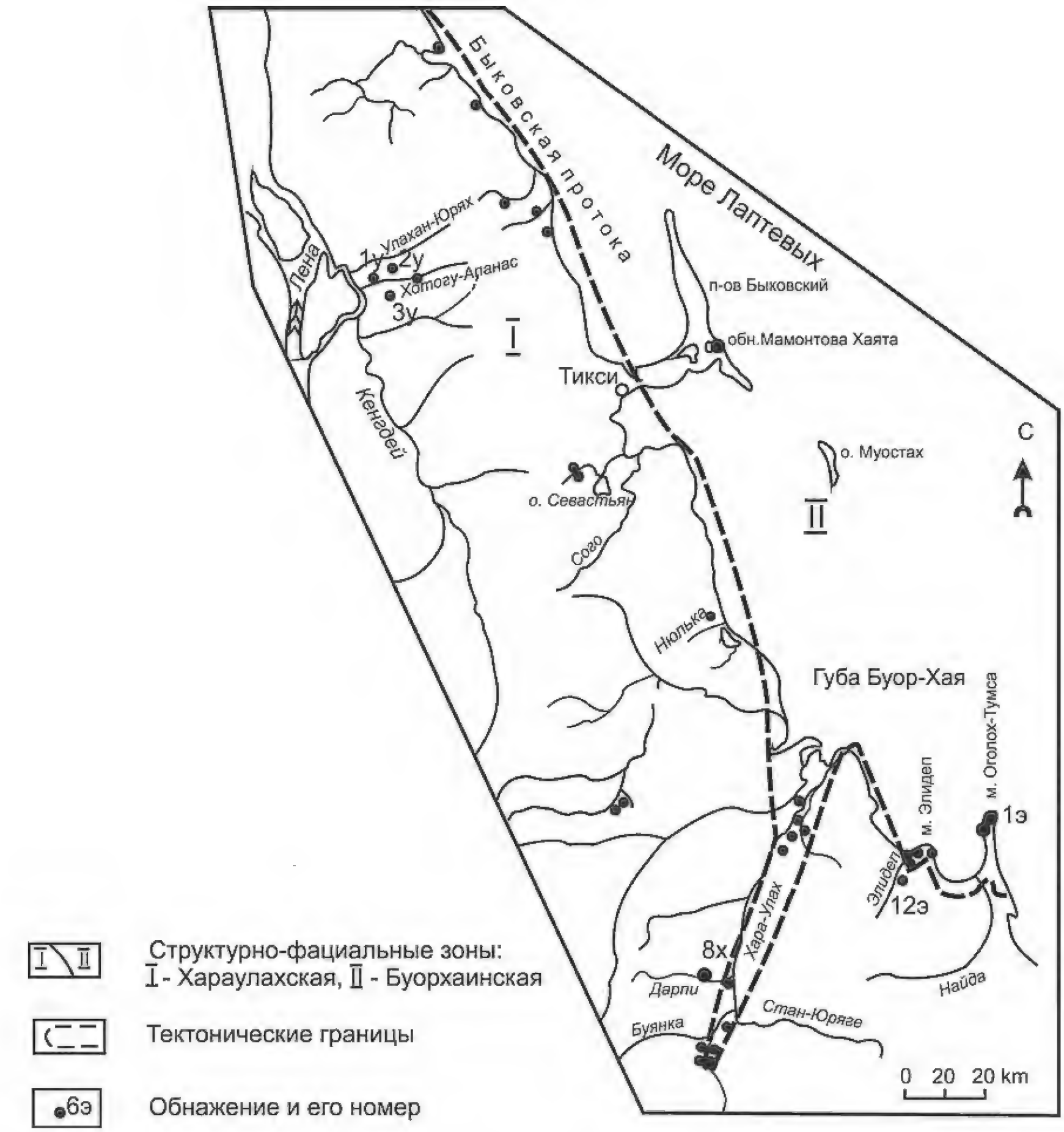


Рис. 1. Карта Северного Верхоянья с расположением разрезов четвертичных отложений.

кустарничков). На некоторых уровнях суглинки включают прослоя торфа. Вслед за П.А. Соловьевым [1959] мы называем эту толщу, содержащую мощные жильные льды, ледовым комплексом. По полученным датировкам накопление отложений на мысе Оголох-Тумса происходило в позднем неоплейстоцене, начиналось более чем 48 тыс. лет назад[1] и продолжалось до голоцена (табл.). Однако так как средняя часть разреза закрыта осыпями, остается нерешенным вопрос, был ли перерыв в накоплении этой толщи перед формированием верхней части разреза, для которой получены возраста от 19 012 ± 124 до 3065 ± 35 л.н. По строению, возрасту и палинологическим характеристикам отложения, вскрытые на мысе Оголох-Тумса сопоставимы с отложениями ледового комплекса, подробно изученными в обнажении «Мамонтова Хаята» на п-ве Быковский [Schirrmeister et al., 2002; Сергеенко и др., 2007; Зигерт и др., 2009].

Территория полуострова, северным крайем которого является мыс Оголох-Тумса, относится к континентальной окрайне Буорхаинской структурно-фациальной зоны и представляет предгорную аккумулятивную равнину, реликты которой прослеживаются к северу вдоль западного побережья губы Буор-Хая, на о. Муостах и

[1]Здесь и дальше в тексте приводятся ^{14}C-возраста.

Таблица. Радиоуглеродные датировки четвертичных отложений Северного Верхоянья и прилегающего предгорья

№	Лаб.№	№ Образца	Место отбора образца	№ обна-жения	Глубина отбора, м	^{14}C-возраст л. н.	Калибр. возраст л.н. (2 σ)
1	Poz-49430	ОТ-24	Мыс Оголох-Тумса	1э	0,2	3065 ± 35	3207–3361
2	Poz-49431	ОТ-26		1э	0,5	5420 ± 40	6177–6300
3	KIA29858	ОТ-23		1э	1,0	8398 ±36	9392–9496
4	KIA29857	ОТ-20		1э	4,0	19 012 ± 124	22 530–23 276
5	KIA29856	ОТ-17		1э	12,0	42 450 + 850/-780	44 216–47 522
6	Poz-49432	ОТ-28		2э	13,0	>47 000	
7	Poz-49429	ОТ-10		2э	14,0	>47 000	
8	KIA29855	ОТ-11		2э	15,0	48 270 +3500/-2460	
9	MAG-1443	ЭЗ-27	Западный склон гор Элидеп	10э	8,0	36 300 ± 2000	36 205–43 901
10	Poz-49436	ЭЗ-24		10э	10,0	18 290 ± 110	21 873–22 407
11	KIA29861	ЭЗ-56		12э	0,8	25 420 ± 160	29 027–30 035
12	Poz-49435	ЭЗ-54		12э	1,7	25 700 ± 210	29 336–30 531
13	Poz-49433	ЭЗ-52		12э	2,5	25 840 ± 220	29 478–30 662
14	Poz-36391	ЭЗ-57		12э	4,0	27 500 ± 400	30 837–32 415
15	Poz-49444	АМ-12	руч. Мрачный	3у	1,8	19 180 ± 100	22 823–23 450
16	Poz-36394	АМ-10		3у	2,7	20 640 ± 170	24 372–25 328
17	Poz-49442	АМ-6		3у	4,7	24 200 ± 175	27 850–28 630
18	Poz-49445	АМ-1		3у	5,8	24 470 ± 140	28 150–28 815
19	Poz-49440	АВ-11	руч. Врезанный	2у	2,0	925 ± 30	781–924
20	Poz-49439	АВ-8		2у	3,2	1040 ± 30	918–990
21	Poz-36393	АВ-7		2у	3,6	1290 ± 35	1175–1295
22	Poz-49441	АХ-2	руч. Хмурый	1у	3,8	850 ± 35	687–800
23	MAG-1438	А-1а	руч. Хотугу-Апанас	4у	0,3	8090 ± 100	8644–9290
24	MAG-1439	А-1в		4у	0,3	8850 ± 290	9252–10 704
25	KIA29859	ДП-1	Долина притока реч. Дарпи	8х	6,0	5527 ± 46	6273–6408
26	Poz-49437	ДП-2		8х	6,5	8130 ±50	8992–9153
27	MAG-1442	ДП-3		8х	8,0	6500 ± 30	7410–7471
28	Poz-36392	ДП-7		8х	11,5	16 700 ± 110	19 857–20 468
29	KIA29860	ДП-9		8х	12,5	17 290 ± 90	20 584–21 132
30	Poz-49438	ДП-10		8х	12,7	23 680 ± 180	27 480–28 122
31	Poz-49447	Х-8	р. Хара-Улах	1х	0,6	325 ± 25	346–464
32	Poz-49446	Х-2		1х	3,5	12 300 ± 60	14 044–14 649
33	Poz-49451	Х-119		13х	0,8	современный	
34	Poz-49448	Х-108		12х	1,0	7970 ± 50	8682–8996
35	Poz-49450	Х-110		12х	2,8	7985 ± 35	8715–8999

Примечание: KIA – лаборатория радиометрического датирования и исследования стабильных изотопов университета Киль, (Германия); Poz – лаборатория радиоуглеродного датирования, Познане (Польша); MAG – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (ДВО РАН), Магадан

п-ове Быковский. В строении четвертичной толщи, изученной на о. Муостах и на п-ове Быковском доминируют отложения ледового комплекса повышенной мощности (до 47 м), низы которых вскрыты скважинами в береговых зонах губы Буорхая [Иванов, Катасонова, 1978; Куницкий, 1989]. По имеющимся датировкам [Schirrmeister et al., 2002, 2011; Зигерт и др., 2009; Strauss et al., 2015; Meyer et al., 2016] накопление отложений ледового комплекса происходило здесь также в позднем неоплейстоцене. По расчетам, базирующим на более 70 данных абсолютного возраста для разреза «Мамонтова Хаята» можно предположить, что накопление ледового комплекса

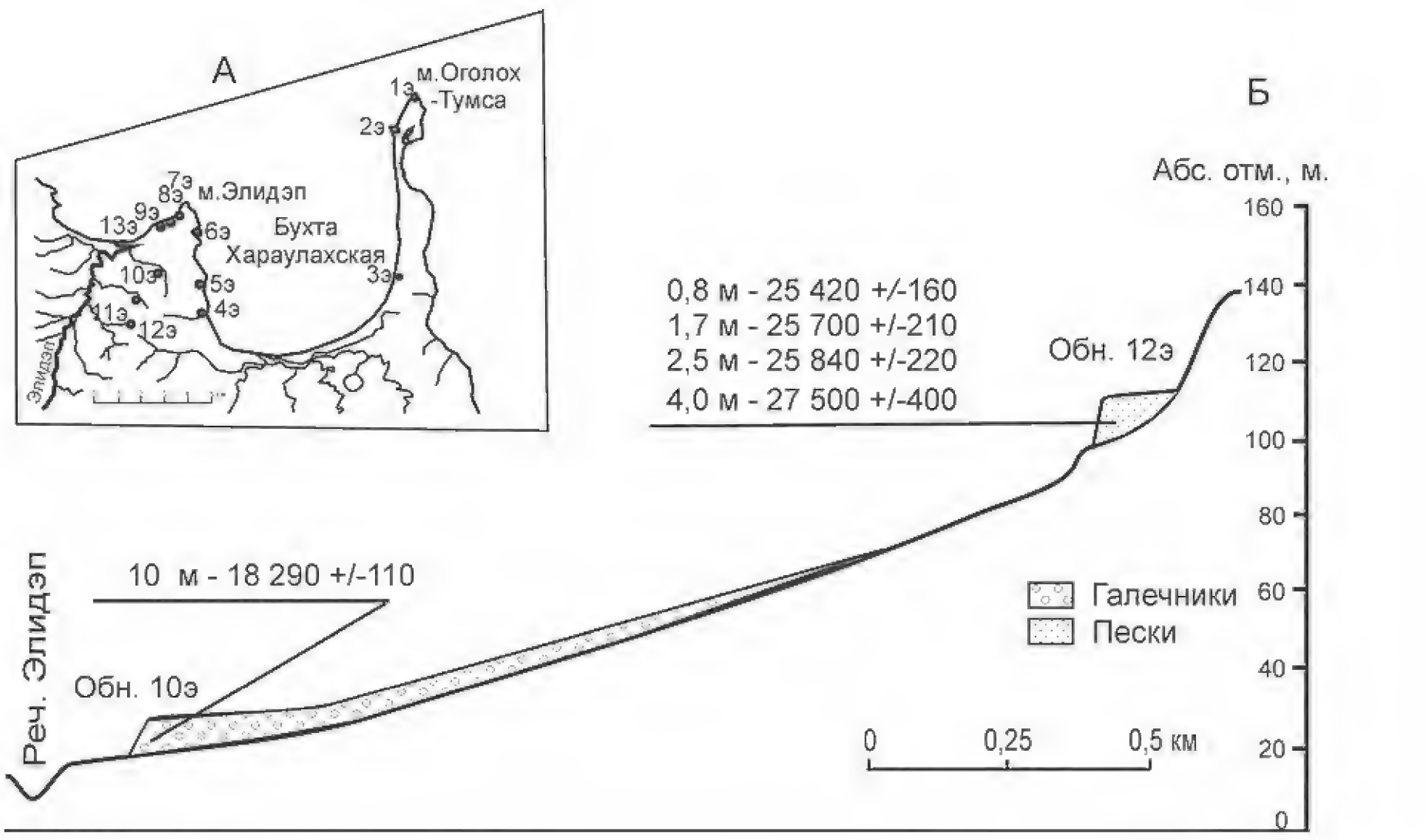


Рис. 2. Схема участка м. Элидеп

А – расположение изученных разрезов на участке Элидеп; Б – схема соотношения разрезов отложений с данными радиоуглеродного возраста.

здесь начиналось около 80 тыс. лет назад [Meyer et al., 2002]. Повышенная мощность толщи ледового комплекса и залегание его нижней части под уровнем моря объясняется тектоническим опусканием этой территории в позднем неоплейстоцене и повышением уровня моря, происходящем после распада плейстоценового покровного оледенения [Bauch et. al., 2001]. Сохранившаяся поверхность пригорной аккумулятивной равнины, верхняя часть которой сложена ледовым комплексом, характеризуется четко выраженным полигональным рельефом и широким проявлениями термокарстовых процессов.

Береговые зоны юга Хараулахского пролива, мыс Элидеп. В береговых обрывах южной части Хараулахского пролива (рис. 2 А, обн. 3э) и мыса Элидеп (обн. 4э–7э, 9э) были вскрыты грубообломочные щебнисто-галечные отложения повышенной мощности (до 20м), заполняющие древние долины. Местами галечно-щебнистые отложения перекрываются маломощным слоем льдистых алевритов. Обращает на себя внимание, что в настоящее время сохранились лишь погребенные долины верховьев палеоречек тальвеги которых погружаются под уровень моря. Особенности залегания этих отложений, по-видимому, обусловлены их формированием на северных оконечностях молодой впадины, в которой до настоящего времени проявляются активные сейсмотектонические процессы [Имаева и др., 2007].

Бассейн р. Элидеп. Аналогичные мощные шебнисто-галечные отложения были вскрыты также в обнажении 10э на первом правом притоке р. Элидеп (рис. 2А.). В этой толще, на глубине 10 м по мелким растительным остаткам свежего облика была получена дата 18 290 ± 110 л.н. Этой дате не противоречит возраст 36 300 ± 2000 л.н., установленный для древесины на восьмиметровой глубине той же толщи, которая, очевидно, является переотложенной (см. табл.).

Четвертичные отложения другого типа были изучены в обн. 12э, в верховье третьего правого притока р. Элидеп на высоте 100 м над уровнем моря (рис. 2 Б). Эта 5–6-метровая толща песчанистых отложений, заполняющая амфитеатровидный (циркообразный) участок в самом верховье ручья, прослеживается на протяжении 80 м при ширине около 50 м. Ниже приводится разрез обн. 12э (сверху вниз):

0–0,5 м – Свал, растительный слой, торф

0,5–5,5 м – Пески серые, горизонтально слоистые. Слоистость имеет незначительный уклон к тальвегу ручья. Мощность слойков в толще песка 5–6 см. В нижней части слоя –это крупнозернистые светло-серые пески с высоким содер-

жанием слабо окатанных обломков осадочных пород, в средней – среднезернистые серые пески, в верхней – алевритистые пески, темно-серые, обогащенные растительными остатками (преобладают корешки и стебельки трав). Мощность отдельных слойков составляет 1–2 см.

с 5,5 м – Коренные породы – алевролиты, песчаники.

Полученные возрастные данные свидетельствуют о накопление песчанистой толщи в последней фазе каргинского интерстадиала (МИС 3) − от 28 тыс. до 25 тыс. л.н. (см. табл.). Морфологические особенности участка, все свойства выше охарактеризованных отложений и характер их распространения указывают на то, что они образовались под влиянием нивальных процессов, связанных с наличием навеянных снежников.

Улахан-Юряхский участок

На севере Хараулахской структурно-фациальной зоны, в приводораздельной части низкогорного Хараулахского хребта были изучены четвертичные отложения, сходные по строению и условиям залегания с изученными на Элидепском участке. При составлении первой стратиграфической схемы отложения, вскрытые в обнажениях 2у и 3у (рис. 3), также как и выше охарактеризованные отложения из обнажения 12э на Элидепском участке, относились к улаханюряхской свите. Возраст отложений условно определялся как средний неоплейстоцену [Сергеенко и др., 2004]. Основой для этого послужили находки остатков мамонтовой фауны, а также гипсометрическое положение. Данные абсолютного возраста не подтвердили это предположение, а показали, что эти отложения значительно моложе и даже разновозрастные.

В *верховьях реч. Мрачный,* левого притока реч. Хотогу-Апанас (рис. 3), прослеживается аренопобное расширение (0,5×1 км) заполненное преимущественно песчаными отложениями. Мощность этих отложений, перекрывающих коренные породы, на абс. отметке 150 м составляет 3–5 м, ниже по склону на абс. отметке 125 м она достигает 6–8 м. Следует отметить, что в современной долине ручья ниже по течению от песчаной толщи (абс. отметка 125 м) прослеживается «регрессивный порог» (участок тальвега с повышенным уклоном).

Вскрытые в *обнажение 3у* пески серые, среднезернистые, неяснослоистые, обогащены растительными остатками, залегают субгоризонтально. Встречается рассеянный («плавающий») окатанный гравий местных пород (алевролиты, реже песчаники), а песчанистые фракция содержат слабо окатанные обломки этих пород. Отмечаются отдельные прослои (3–5 см) гравийников с желтовато-серым крупнозернистым песчанистым заполнителем. В нижних частях разреза характерны так называемые «сушенцы» – отложения, состоящие из одного гравия. Общая мощность, вскрытых осадков составляет 5 м.

Полученные из песчаных отложений даты свидетельствуют о их накоплении в период от 24 тыс. до 19 тыс. л.н. Таким образом, эти отложения лишь немного моложе чем те, которые изучались в водораздельной области р. Элидеп (обн. 12э).

Отложения, которые раньше [Сергеенко и др., 2004] относились к улаханюряхской свите (Q_{II}), были вскрыты *в верховьях реч. Врезанной (обн. 2у,* рис. 3). В этом разрезе, на абсолютной высоте 135 м на коренных породах залегают галечники мощностью 0, 5 м. Их перекрывает толща мощностью 4,5 м, сложенная песками в переслаивании с алевритами, обогащенными растительными остатками. Песчанистые фракции содержат много обломков местных коренных пород. На разных уровнях прослеживаются маломощные гравийно-галечные прослои. Полученные датировки (1290 ± 35, 1040 ± 30 и 925 ± 30 л.н.) свидетельствует о их образовании в позднем голоцене.

Отложения в *долине реч. Хмурый (обн. 1у),* которые относились раньше к позднему неоплейстоцену (Сергеенко и др.,2004), накапливались как и отложения в обнажении 2у на руч. Врезанный в позднем голоцена. На глубине 3,8 м от поверхности получен возраст 850 ± 33 л.н. Датировки 8090 ± 100 и 8850 ± 290 л.н., полученные по крупным древесными остаткам из опесчаненных галечников, перекрывающих коренные породы в долине р. Хотугу-Апанас (обн. 4у, рис. 3) по нашему мнению, не соответствует возрасту этих отложений. Древесные остатки являются, по-видимому, переотложенными и свидетельствуют о том, что в начале голоцена – в период голоценового климатического оптимума, древесная растительность распространялась и в регионы Хараулахских гор, в которых в настоящее время господствует горная тундра.

Хараулахский участок

На Хараулахском участке отложения позднего неоплейстоцена были установлены в узкой эрозионной долине первого правого притока *реч. Дарпи* (рис. 4, обн. 8х). Циклично построенные гравийно-песчанистые отложения темно-серого цвета, мощностью 20 м и подстилающие их галечники мощностью 2–3 м, слагают эрозионно-аккумулятивную террасу. Циклиты, мощностью 5–7 см, имеют трансгрессивное распределение обломочного ма-

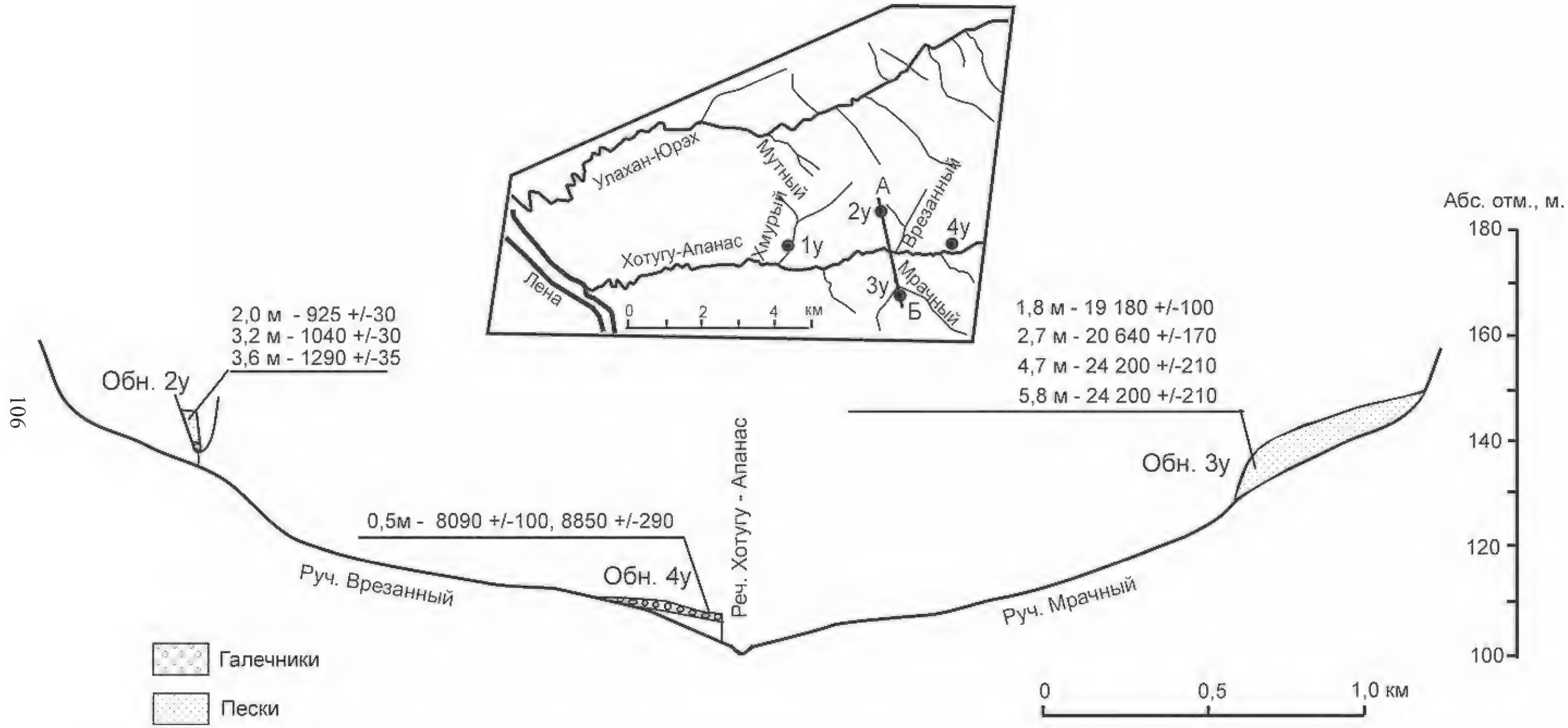


Рис. 3. Расположение разрезов отложений на участке Улахан-Юрях (врезка) и схема соотношений отложений по профилю А–Б с данными абсолютного возраста.

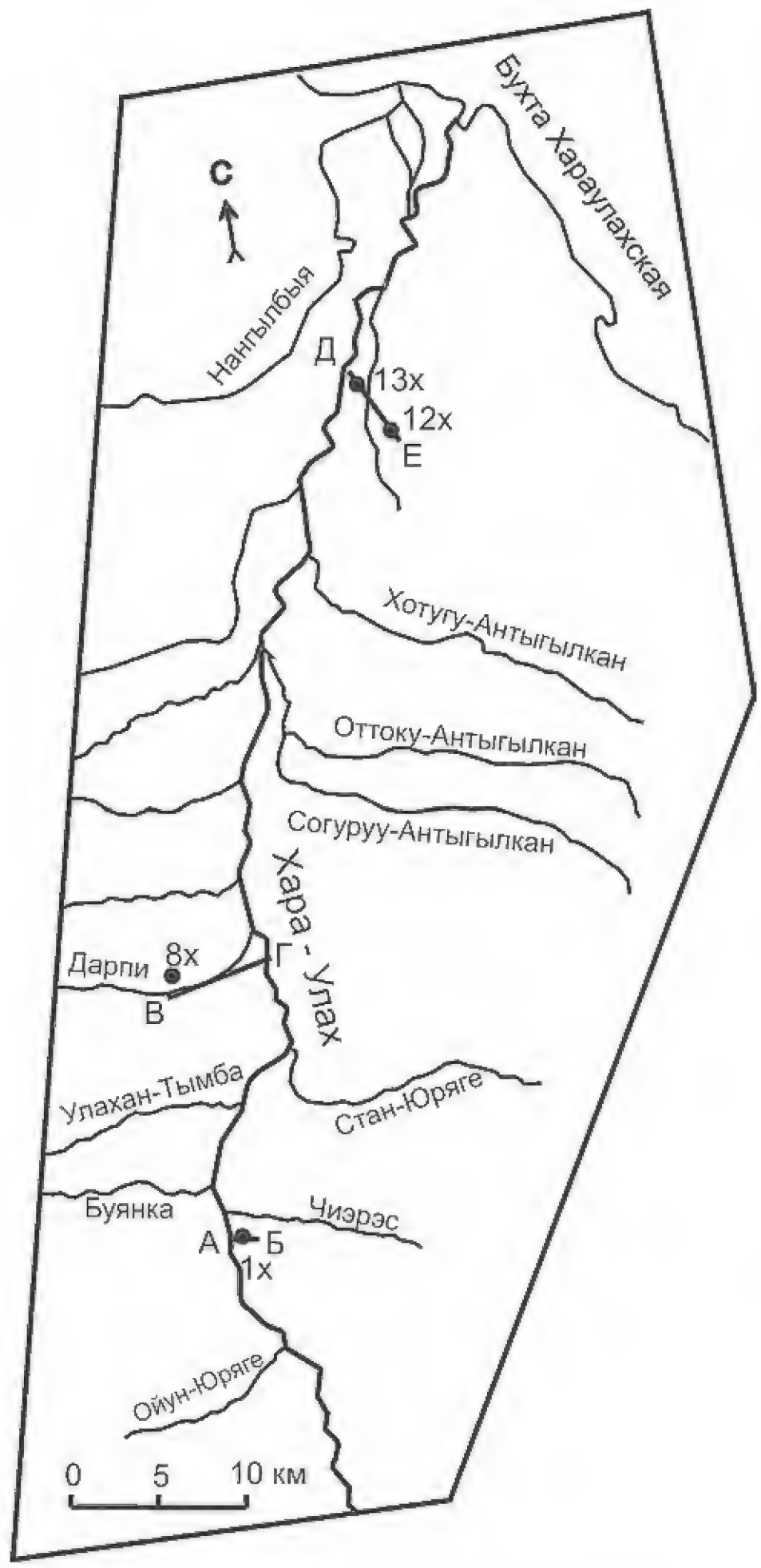


Рис. 4. Карта Хараулахского участка с расположением разрезов с датированными четвертичными отложениями в бассейне среднего и нижнего течения р. Хара-Улах.

териала. Низы представлены гравийниками с мелкой галькой средней окатанности, состоящих из местных пород (алевролитами, аргилитами, песчаниками. Вверх по разрезу крупность материала уменьшается до крупнозернистых песков в средней части, а в верхней до мелкозернистых песков и алевритов. Слои имеют незначительный уклон (2–4°) в сторону тальвега современной долины. По имеющимся датировкам накопление этой толщи начиналась около 24 тыс. ^{14}C л.н. и продолжалось, возможно с перерывами, до голоцена.

Особенности строения и состава отложений, позволяют предполагать, что они накапливались в подпрудном водоеме, питание, которого осуществлялось, по-видимому, водами тающих снежников, распространенныж в водосборной области ручья. Спуск озера происходило, скорее всего, под влиянием сейсмо-тектонических процессов, возможно, в период образования Хараулахской впадины.

Как видно из схемы строения надпойменной террассы р. Хара-Улаха по поперечному профилю А–Б (рис. 5, 6), расположенном выше устья р. Дарпи (рис. 4), накопление галечно-песчаных отложений аллювиальной толщи началось здесь в конце плейстоцена около 12 тыс. л.н. и продолжалось до конца голоцена. Сильно льдистые отложения с полигонально-жильными льдами, отвечающие по криогенному строению ледовому комплексу, распространенные на надпойменной террасе в низовьях Хара-Улаха (рис. 7), образовались в раннем голоцене. Таким образом, геохронологические данные показывают, что осадконакопление в долине р. Хара-Улах началось как и в Хорогорской впадине в переходном периоде от плейстоцена до раннего голоцена и продолжается до настоящего времени.

Заключение

Радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектроскопией (АМС) позволило впервые в значительных объемах (35 датировок) провести определение абсолютного возраста четвертичных отложений Северного Верхоянья. Полученные результаты показали, что четвертичные отложений в изученных районах относительно молодые, их аккумуляция началось лишь во поздней фазе каргинского интерстадиала (МИС 3). В пределах Хараулахской структурно-фациальной зоны (Хараулахские горы) возраст четвертичные отложения выявлены в диапазоне от около 28 тыс. л.н. до настоящего времени, а в непосредственно прилегающей территории предгорной равнины – от около 48 тыс. л.н. до голоцена.

Изученные отложения в двух водосборных регионах Хараулахских гор были приурочены к формам рельефа (циркообразные участки, переходящие в террасовидные поверхности), которые свидетельствует о их накопление под влиянием нивальных процессов, связанных с навеянными снежниками. По полученным возрастным данным эти процессы были особенно распространены в последней фазе каргинского интерстадиала (МИС 3) и в начале сартанского стадиала (МИС 2), а также в позднем голоцене.

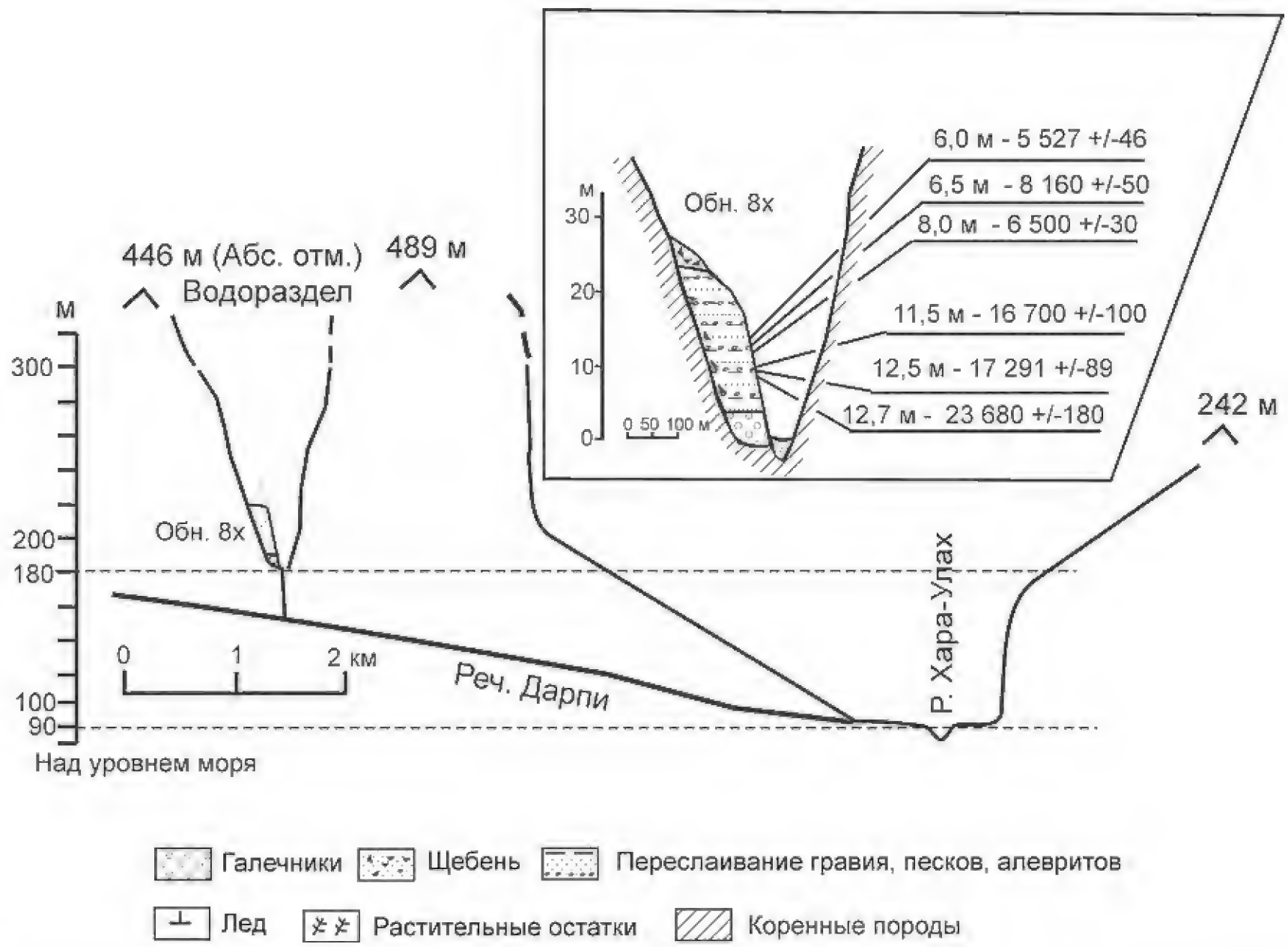


Рис. 5. Геоморфологическая схема по поперечному профилю В–Г в бассейне среднего течения р. Хара-Удах
На врезке: строение разреза обн. 8х в долине первого левого притока реч. Дарпи с данными радиоуглеродного возраста.

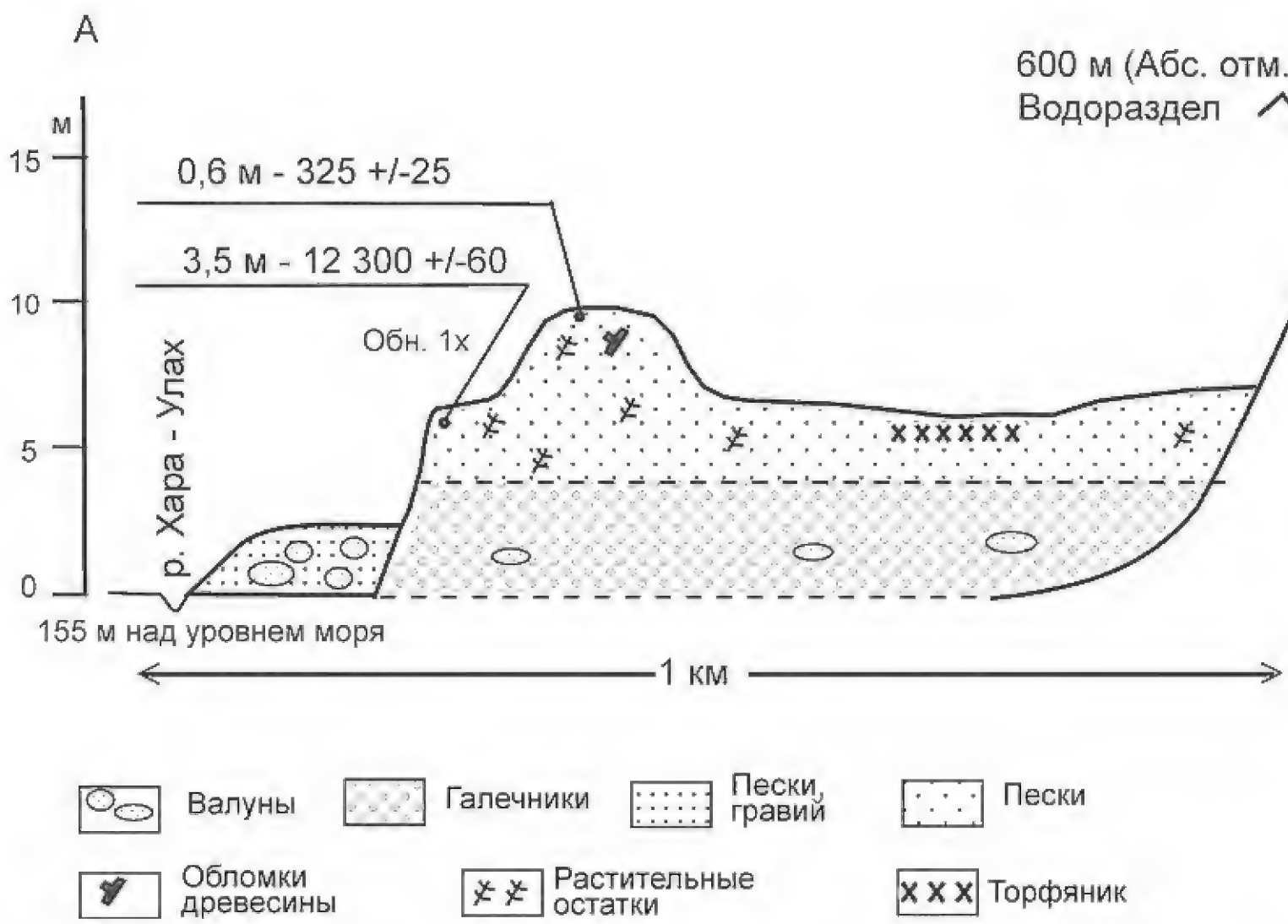


Рис. 6. Схема соотношений четвертичных отложений в долине среднего течения р. Хара-Улах по профилю А–Б, вблизи приустьевой части притока Чиэрэс.

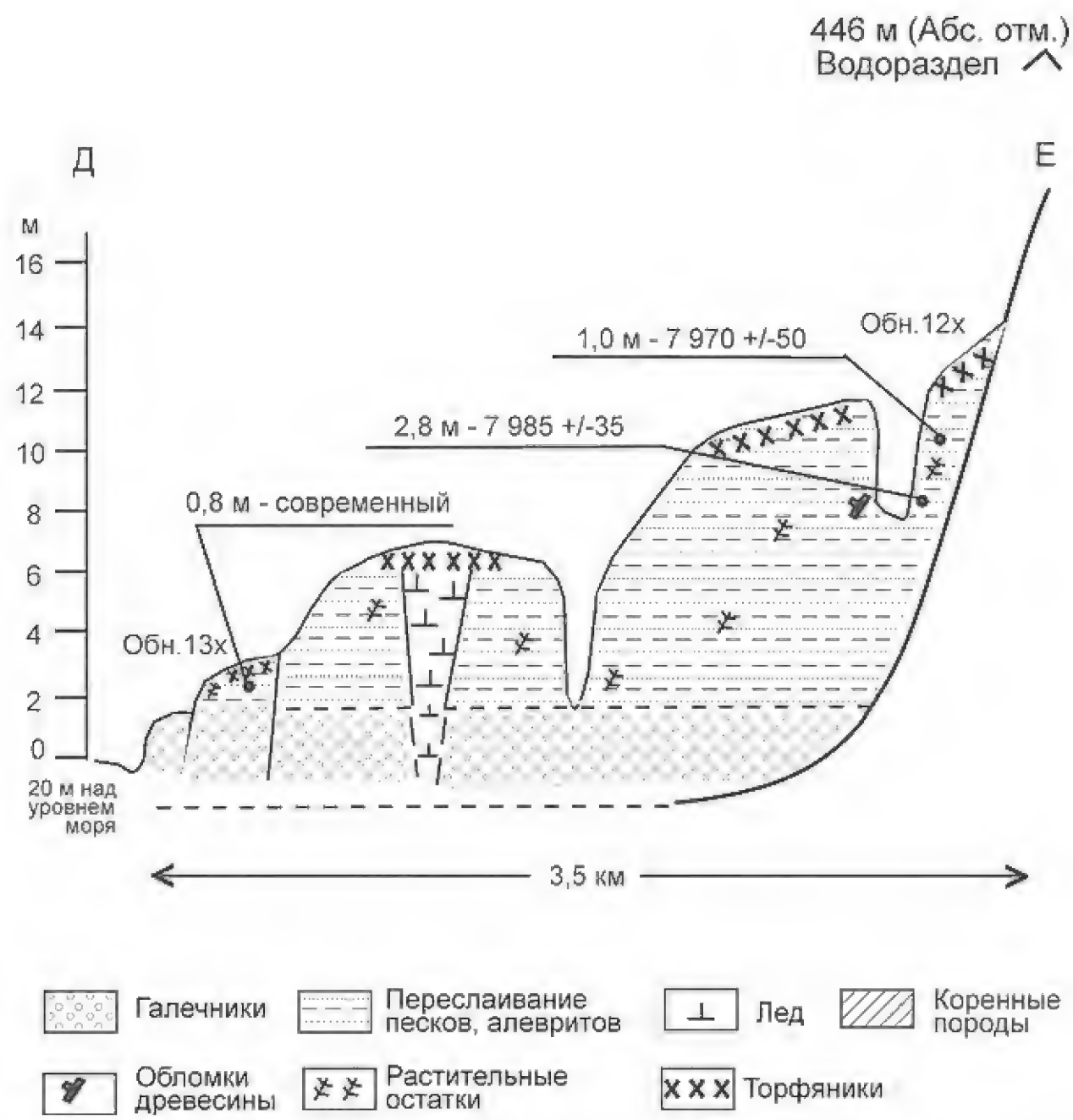


Рис. 7. Схема соотношений четвертичных отложений по профилю А–Б в долине нижнего течения р. Хара-Улах, 15 км выше устья.

В сходное время началось также накопление толщи отложений, изученных в долине р. Дарпи (бассейне р. Хара-Улах), отличающихся четко выраженным ритмично-слоистым строением общей мощностью 20 м. Их аккумуляция происходила, предположительно, в подпрудном водоеме, питание которого осуществлялось снежниками и нивальными продуктами выветривания, распространенными в верховьях реки. Слоистым строением отличаются также большинство отложений, изученных в двух водосборных ареалах. Однако, их мощность обычно не превышает 5-6 м. Преобладание в изученных участках среди коренных пород песчаников и алевролитов способствовало наряду со щебнистым материалом образованию большого количества тонкодисперсных продуктов выветривания. Этим можно объяснить небольшую мощность базальных грубообломочных отложений на водораздельных участках и относительно редкие включения грубого материала в слоистых песчано-алевритовых отложениях. Специфическое ритмично-слоистое строение большинства изученных отложений являются, очевидно, результатом изменения режима таяния снежников в течении теплого периода. Подобные слоистые отложения, названные «Rhythmically stratified slope waste deposits» охарактеризованы в современных и древних перигляциальных областях [Dylik, 1960; Reger and Pewe, 1976; French, 1996]. Их образование связывают с нивальными, нивально-эоловыми и склоновыми процессами, т.е. с такими денудационными и аккумуляционными процессами, которые и сегодня широко распространены и активно действуют в горных регионах севера Сибири [Ивановский, 1981; Galabala, 1997; Kunitzky et al., 2002].

Возраст аллювиальных отложений, изученных в долине р. Хара-Улах показывает, что осадконакопление здесь началось в конце сартанского стадиала (МИС 2) около 12 тыс. лет назад и продолжается до настоящего времени. Эти данные подтверждают молодость Хараулахской впадины. В сходное время происходило формирование Хорогорской впадины в северной части Хараулахских гор [Grosse et al., 2007]. Единичные данные абсолютного возраста, полученные для грубообломочных отложений в древних, частично погребенных долинах малых рек в районе мыса Элидеп свидетельствуют также о сейсмотектонических процессах в позднем плейстоцене.

Сравнивая данные полученные по отложениям ледового комплекса на мысе Оголох-Тумса с весьма подробно изученными разрезами отложений ледового комплекса на о. Муостах [Meyer et al., 2016] и п-ове Быковском [Schirrmeister et al., 2002; Зигерт и др., 2009] можно оценить характер прогибание земной поверхности в прилегающей к горам Буорхаинской структурно-фациальной зоне. В этом плане необходимо отметить, что на мысе Оголох-Тумса мощность отложений ледового комплекса составляет менее 20 м (начало аккумуляции отложений ледового комплекса произошло около 48 тыс.л.н.) при гипсометрическом положении кровли коренных пород около 10 м. Мощность отложений ледового комплекса на п-ве Быковском, аккумуляция которых началось, по-видимому, уже около 80 тыс. л.н. [Meyer et al., 2002], достигают не менее 40 м. При этом не исключено, что часть толщи находится ниже уровня моря. Такая же значительная мощность отложений ледового комплекса установлена на о-ве Муостах, где их основание также находится под уровнем моря [Иванов и Катасонова, 1978; Куницкий, 1989]. Приведенные данные дают основание думать о возможном сходстве и дифференциации неотектонических процессов, происходивших в этих районах.

Литература

Гроссвальд М.Г., Спектор В.Б. Следы покровного оледенения на западном побережье губы Буор-Хая. – Международный симпозиум: Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Дальнего Востока, т. 2, с. 89–90.

Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф., Сергеенко А.И., Дикман Б., Попп С., Белолюбский И.Н. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований. – Региональная геология и металлогения, № 30–31, 2007, с. 222– 228.

Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса – архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене. – В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития/ Отв. редакторы: Х. Кассенс, А.П. Лисицин, Й. Тиде, Е.И. Полякова., Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов/ – М.: Изд-во МГУ, 2009, с. 320–331.

Иванов М.С., Катасонова Е.Г. Особенности криолитогенных отложений острова Муостах. – В кн.: Н.П. Анисимова, Е.Г. Катасонова (ред.): Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, Институт мерзлотоведения, 1978, с. 12–25.

Ивановский А.Н. Гляциальная геоморфология гор. – Изд.-во Наука, Новосибирск, 1981, 173 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – Москва: ГЕОС, 2000, 226с.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Зигерт К. Новейшие структуры, стратиграфия квартера и современная геодинамика территории Арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (Северо-Восток Якутии). – Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. №. 67, с. 6–19.

Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1989. 164 с.

Патык-Кара Н.Е. , Коржуев С.С. Деструктивные процессы в перестройке рельефа побережья залива Буор-Хая. – Геоморфология, 1990, №1, с. 80–84.

Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров О.Б., Гриненко О.В., Лазарев П.А. Геоморфологическая область «Западное Верхоянье» – В кн.: Геоморфология Восточной Якутии. Якутское кн. изд-во, 1957, с. 56–122.

Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Гриненко О.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия). – Отечественная геология. 2004, № 5, с. 88–91.

Сергеенко А.И., Зигерт К., Белолюбский И.Н., Имаева Л.П., Андреев А.А., Ширмейстер Л. Едомные отложения прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья. – Отечественная геология, 2007, № 5, с. 35–38.

Сергеенко А.И., Зигерт К., Белолюбский И.Н., Андреев А.А., Ширмейстер Л., Дикман Б. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Верхоянья (новые данные). – В кн.: Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы всероссийской научной конференции. 27–30 сентября 2011 г. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. Т.1, с. 201– 205.

Сергеенко А.И., Прокопьев А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северная Верхоянья, Арктическая Якутия) – Отечественная Геология, 2010, № 5, с. 113–120.

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. – М., изд.-во АН СССР, 1959, 142 с.

Astakhov V. Geographical extremes in the glacial history of northern Eurasia: post-QUEEN considerations. – Polar Research, v. 27, 2008, p. 280–288.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R. F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemaier J. , Petryashkov V.V. Chronology of the Holocene transgression of the northern Siberian margine. – Global and Planetary Change, vol. 31 (1–4), 2001, p.125–139.

Dylik, Jahn Rhythmically stratified slope waste deposits. – Biuletyn Peryglacjalny, 8, 1960, 31–41.

French, H. The Periglacial environment. Second edition, Longman, Harlow, 1996, 241 p.

Galabala R.O. Pereletki and the initiation of glaciation in Siberia. – Quaternary International, vol. 41/42, 1997, p. 27–32.

Grosse G., Schirrmeister L., Siegert C., Kunitsky V.V., Slagoda E.A., Andreev A.A., Dereviagin A.Yu. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary. – Geomorphology. V. 86. 2007. P. 25–51.

Hubberten H.-W., Andreev A., Astakhov V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Hendriksen, M., Hjord C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsen E., Lunkka J.P., Lysá A., Mangerud J., Möller P., Saarnisto M., Schirrmeister L., Siegert C., Siegert M.,J., Svendsen J.I. The periglacial climate and environment in the northern Eurasia during the last glaciation. – Quaternary Science Reviews. V. 23 (11/13). 2004. P. 1333–1357.

Kienast F., Schirrmeister, L., Siegert C., Tarasov P. Paleobotanical evidence for warm summer during the last cold stage. – Quaternary Research, vol. 63 (3), 2005, p. 283–300.

Kunitsky V., Schirrmeister L., Grosse G., Kienast F. Snow patches in nival landscapes and their role for the ice complex formation in the Laptev Sea coastal lowlands. – Polarforschung. Bd. 70. 2002. S. 53–67.

Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.-W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia − Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. – Polarforschung. Bd. 70. 2002. S. 37–51.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Haidas I., Hatte C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon I.R., Turner C.S.M., van der Pflicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 yearscalBP. – Radiocarbon 55 (4) 2013, 1869-1887, DOI: 10.2458/azu js rc.55.16947.

Reger R.D., Péwé, T.L. Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment. –Quaternary Research, 5, 1976, 99–109.

Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. – Quaternary International, vol. 89, 2002, p. 97–118.

Schirrmeister L., Kunitzky V.V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babiy O., Derevyagin A.Yu., Siegert C. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands – a review. – Quaternary International 241, 2011, 3–25, doi: 10.1016/j.quaint.2010.04.004.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and animals. – Quaternary Science Reviews. V. 24. № 5/6. 2005. P. 553–569.

Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. Luminescence chronology from the Verchoyansk Mountains (North-Eastern Siberia). – Quaternary Geochronology. № 2, 2007, p. 255–259.

Strauss J., Schirrmeister L., Mangelsdorf K., Eichhorn L., Wetterich S., Herzschuh U. Organic matter quality of deep permafrost carbon – a study from Arctic Siberia. – Biosciences. 12. 2015. 2227-2245, doi: 10.5194/bg-12-2227-2015.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended 14C data base and resived CALIB 3.014C age calibration program. –Radiocarbon, 35, 1993, 215–230.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataulin V., Hendriksen M., Hjord C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.-W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysá A., Mangerud J., Matiouchkov F., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. – Quaternary Science Reviews. V. 23 (11/13). 2004. P. 1229–1272.

K. Sigert, A.I. Sergeenko, L. Schirmeister

LATE QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTHERN VERKHOYANSK MOUNTAINS: GEOCHRONOLOGY AND QUESTIONS OF THEIR GENESIS

Using accelerator mass spectroscopy (AMC), it was possible to obtain 35 radiocarbon age dates from late Quaternary deposits of the Northern Verkhoyansk Mountains (Kharaulakh Ridge). The presented results showed that frozen sediments covering pre-Quaternary rocks in the studied areas are relatively young; their accumulation began only in the Karginsk Interstadial (MIS 3). Within the Kharaulakh structural-facial zone (the Kharaulakh Ridge), the age of the Quaternary deposits ranged from about 28 000 BP up to the present time. In the adjacent territory of the foothill plain that belongs to the Buor-Khaya structural-facial zone their ages ranged from about 48 000 BP to the Holocene. The sediments studied in two catchment areas of the Kharaulakh mountains were linked to relief forms (cirque-like areas, turning into terraced surfaces), which indicate their accumulation under the influence of nival processes associated with snowfields. This conclusion is confirmed by the rhythmic stratified structure of the investigated sediment sections that was caused by seasonal snowfield melting and the associated transport and sorting of detrital material. Measured ages suggest that these processes were especially common in the last phase of the Kargins interstadial (MIS 3) and at the beginning of the Sartan stadial (MIS 2), as well as during the late Holocene. The ages of alluvial deposits from the Khara-Ulakh River valley indicated that sedimentation began at the end of the Sartan stadial (MIS 2) − about 12 thousand years ago − and continues to the present day. These data confirm the young age of the Kharaulakh depression. At a similar time, the formation of the Khorogorsk depression in the northern part of the Kharaulakh Mountains occurred. Ice-rich sediments with polygonal ice wedges on the foothill plain at Cape Ogolokh-Tumsa located in the Buor-Khaya structural-facial zone are comparable with the very thoroughly studied section of the ice complex deposits on the Bykovsky Peninsula.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОДХОД К РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Г.И. Рычагов

Московский государственный университет им. М. В Ломоносова, gir242@rambler.ru

В статье констатируется, что несмотря на обилие опубликованных схем по палеогеографии неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины, многое в этой проблематике остается не ясным, недостаточно обоснованным и дискуссионным. Обусловлено это дискриминацией общегеографических закономерностей при интерпретации палеогеографических событий и чрезмерным увлечением данными «абсолютной геохронологии» (которая, к сожалению, пока еще не является таковой). Из анализа палеогеографических событий практически выпал один из важнейших методов – метод геоморфологического анализа (анализа рельефа), обладающего преимуществами по сравнению со всеми другими методами за счет свойственных только ему таких свойств, как континуальность и материальная сущность. Приведены примеры несоответствия выводов, полученных по данным «абсолютной геохронологии» с выводами, полученными на основе геолого-гео-морфологического анализа.

Ключевые слова: метод геоморфологического анализа, «абсолютный возраст», реконструкция, палеогеографические события.

Несмотря на обилие опубликованных материалов по стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины (ВЕР) многое остается не ясным, недостаточно обоснованным и дискуссионным. Доказательством этого служит не только существующее множество не согласующихся между собой стратиграфо-палеогеографических схем на одну и ту же территорию (что в научных исследованиях можно считать волне нормальным явлением), а бесконечная смена этих схем одними и теми же авторами без достаточных на это оснований. Мы уже указывали на это в ранее опубликованных работах [Реконструкция…, 2008; Рычагов и др., 2012] (рис. 1). В дополнение, приведу еще один пример. В 2013 году одним из авторов многочисленных схем, приведенных на рис. 1, был опубликован проект региональной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской равнины [Шик, 2013_1], в котором он выделил 16 новых подразделений, а для 4-х изменил их объем или стратиграфическое положение (рис. 2). Никаких убедительных доказательств для изменения ранее составленных им схем, по крайней мере для среднего неоплейстоцена (на чем я остановлюсь ниже), не приведено.

Противоречивость существующих палеогеографических схем наглядно иллюстрирует рис. 3, на котором показаны два взгляда (практически не совпадающих друг с другом) на распространение плейстоценовых ледниковых покровов на территории ВЕР, принадлежащих двум крупным исследователям квартера [Величко и др., 2001; Шик и др., 2004], которые неоднократно выступали с единых позиций по этой проблематике (см. рис. 1).

Множество не согласующихся между собой стратиграфо-палеогеографических схем обусловлено, на мой взгляд, односторонностью подхода при их составлении и неучетом **общегеографических закономерностей.** В самом деле, в основе ледниковой стратиграфии и стратиграфии лессово-почвенных формаций лежат преимущественно данные палинологии и материалы по фауне мелких млекопитающих, с привлечением «абсолютных датировок». Палеогеография Понто-Каспия основана главным образом на анализе малакофауны, с привлечением все тех же «абсолютных датировок». Нельзя не отметить, что часто для стратиграфических корреляций используются данные отдельных буровых скважин или отдельных разрезов, удаленных друг от друга на десятки (и даже сотни) километров. Не учи-

Общая стратиграфическая шкала		1986 Решение МСК				1993 С.М.Шик		1999 С.М.Шик, Б.А.Борисов (проект)			2001 А.А.Величко, С.М.Шик		2002 С.М.Шик		2003 Проект МСК		2003 С.М.Шик			2004 Проект РМСК		2005 А.А.Величко, и др.		1975-2005 Н.Г.Судакова и др.	
Раздел	Звено	Межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы		Рабочая схема Центральных районов		Корреляция горизонтов	Изотопные ярусы	Межрегиональная стратиграфическая схема неоплейстоцена			Межрегиональная корреляция палеогеографических событий. Центральный регион		Стратиграфия Центральных районов		Межрегиональная стратиграфическая схема неоплейстоцена на Европейской России. Центральный регион		Оледенения и межледниковья среднего плейстоцена			Стратиграфическая схема четвертичных отложений. Центральный регион		Корреляция палеогеографических событий. Центральный регион		Климатостратиграфические подразделения среднего плейстоцена Центральной России	
			Горизонт		Горизонт	Горизонт подгоризонт			Горизонт подгоризонт		МИС			Горизонт		Горизонт	Региональная шкала	Чекалинский разрез	МИС		Горизонт			тыс.л.н.	МИС
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	СРЕДНЕЕ	СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Московский (Сожский)		Московский	Московский	6	СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Днепровский	Верх. Московская стадия	Днепровское оледенение	Московская стадия	Московский	Московский	СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Московский	Московский (днепровский)	Макс. стадия	Верхняя морена	6	СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Московский	Днепровская ледниковая эпоха	Московская стадия	135 Московское оледенение	6
										Средний п/г		Костромской интерстадиал						Межстадиал						Костромской интерстадиал		
										Нижняя (Макс. стадия)		Днепровская стадия					Московский (днепровский)	Ранняя стадия						Ледниковая фаза		
			Шкловский							Верхний	7 Потепление			Верхний										Интерстадиал		
									Одинцовский	Средний	8 Похолодание			Средний										Ледниковая фаза	190	
			Днепровский		?	Одинцовский	7			Нижний	9 Межледниковье (Чекалинская почва)			Нижний			Московский (Одинцовский)	Горкинский (Родионовский)	Черепетское межледниковье	7			Межледниковье	Чекалинская (каменская) почва	Межледниковье	7
		ПОДМОСКОВНЫЙ НАДГОРИЗОНТ						СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Калужский		10 Калужское похолодание		Калужский		СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Вологодский	Вологодский (Печорский)	Жиздринское похолодание	8	СРЕДНЕРУССКИЙ НАДГОРИЗОНТ	Калужский	Калужское похолодание (Вологодское, Печорское оледенение)		250 Днепровское оледенение	8
			Лихвинский		Лихвинский	"Большой Лихвин"	Лихвин S.S.	9	Лихвинский		11 Лихвинское межледниковье		Лихвинский		Лихвинский	Лихвинский	Чекалинский	Чекалинское межледн.	9		Лихвинский	Лихвинское межледниковье		300 Чекалинское потепление	9
																	Калужский	Калужское похолод.	10					320 Калужское похолодание	10
							Смоленский Брод	11									Лихвинский	Лихвинское межледн.	11					340 Лихвинское межледниковье S.S. 460	11

Рис. 1. Сопоставление стратиграфических схем среднего неоплейстоцена центральной части Восточно-Европейской равнины [Реконструкция..., 2008].

ОСШ (Постановления.., 2008)			ИКШ	Региональная стратиграфическая шкала (Постановления…, 2002)		Проект региональной стратиграфической шкалы (Решения…, 2012)		
Раздел	Звено	Ступень		Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт	Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт	
Голоцен			1			*Шуваловский*	верхний средний нижний	
Неоплейстоцен	Верхнее	III_4	2	Валдайский	Осташковский	Валдайский	Осташковский	
		III_3	3		Ленинградский		Ленинградский	
		III_2	4		Калининский		Калининский	
		III_1	5a–5d			*Мезинский*	*Черменинский*	
			5e		Микулинский		Микулинский	
	Среднее	II_6	6	Среднерусский	Московский	Среднерусский	Московский *(днепровский)*	*верхний* *средний* *нижний*
		II_5	7		?		*Горкинский*	
		II_4	8				*Вологодский*	
		II_3	9		Чекалинский		Чекалинский	
		II_2	10		Калужский		Калужский	
		II_1	11	Лихвинский		Лихвинский		
	Нижнее	I_8	12	Мичуринский	Окский	Окский		
		I_7	13		?	Мичуринский	*Икорецкий*	
		I_6	14				*Навлинский*	
		I_5	15		Мучкапский: верхний		Мучкапский: верхний	*(конаховский)*
					Мучкапский: средний		Мучкапский: средний	*(подрудянский)*
					Мучкапский: нижний		Мучкапский: нижний	*(глазовский)*
		I_4	16		Донской		Донской	
		I_3	17	Южноворонежский	Ильинский: верхний	Ю-Воронежский	*Моисеевский*	
		I_2	18		Ильинский: средний		*Сетунский*	
		I_1	?		Ильинский: нижний		Ильинский s.s.	
					Покровский		Покровский	
Эоплейстоцен					Петропавловский		Эоплейстоцен	
					Эоплейстоцен			

Рис. 2. Горизонты неоплейстоцена центра Европейской России

В таблице зеленым фоном показаны вновь выделенные подразделения; розовым – подразделения, стратиграфические положения или объем которых изменены [Шик, 2013].

тываются закономерности строения террасовых комплексов речных долин Волги, Днепра и Дона, являющиеся связующим звеном между севером и югом, что не позволяет провести надежную корреляцию палеогеографических событий, имевших место на севере и юге ВЕР. Практически выпал из анализа палеогеографических событий один из важнейших методов – **метод геоморфологического анализа** (анализа рельефа). На это, в свое время, указывали авторы [Стратиграфия и геологические события…, 1997]: «как это ни странно, оказались совершенно обойденными вниманием (при палеогеографических реконструкциях, Р.Г.) вопросы геоморфологии» (стр. 15). А ведь метод геоморфологического анализа обладает рядом преимуществ. Преимущество этого метода заключаются в его **континуальности и материальной сущности,** т.е. Свойствах, которыми не обладают никакие другие методы.

Цель данной статьи – не критический анализ существующих стратиграфических и палеогеографических схем, а желание обратить внимание на некоторые необъяснимые события и явления, вытекающие из этих схем, и высказать свои соображения по затрагиваемым вопросам.

1. В настоящее время нет единого мнения о самостоятельности и границах распространения раннечетвертичного (донского) оледенения. В рамках статьи нет возможности повторить аргументы, которые приведены, например, в статье Н.В.Макаровой и В.И.Макарова [2004] и др. о недостаточной убедительности доводов в обоснование этого оледенения в том виде, как это трактуется в существующих схемах и публикациях.

Я хотел бы обратить внимание на то, что проблема этого оледенения необъяснима с физико-географической точки зрения. Исходя из общей циркуляции атмосферы (западного переноса воздушных масс в умеренных широтах Северного полушария) невозможно объяснить существование мощного центра оледенения на северо-востоке ВЕР (в районе Новой Земли и Пай-Хоя), откуда якобы двигался донской ледник, достигший в пределах Окско-Донской низменности устьев рек Хопра и Медведицы, и значительно меньшего в пределах Днепровской низменности. Нельзя не отметить, что с физико-географической точки зрения не поддается объяснению и продвижение днепровского (по интерпретации С.М. Шика и др.[2004] – московского) ледника до Днепропетровска (теперь – Днепра) по Днепровской низменности и совсем не заходившего не только в Окско-Донскую, но даже в Мещерскую низменность (рис. 3).

С рассматриваемой точки зрения трудно объяснить пространственное положение восточной границы донского ледника. Почему, например, двигаясь с Новой Земли и Пай-Хоя, ледник, преодолев Тиманский кряж, не воспользовался понижениями в рельефе в верховьях Печоры (а южнее – в верховьях Камы), и не продвинулся на юг по этим понижениям?

Трудно объяснить границы донского ледника в пределах Окско-Донской низменности и с чисто физической точки зрения. Ледник обошел северную часть Приволжской возвышенности, «не сумев преодолеть её (?)», абсолютные высоты в пределах которой такие же или даже меньше, чем абсолютные высоты юго-восточных отрогов Калачской возвышенности, которую он преодолел в дистальной части своего распространения.

Остается неясным, а что в это время представляли собой Среднерусская и Приволжская возвышенности – нунатаки?

С географической точки зрения невозможно объяснить крестообразное пересечение границ донского и московского (по автору – днепровского) ледниковых покровов в пределах северной части Среднерусской возвышенности на широте Брянск–Тула (см. рис. 3). Мне более близка позиция ряда исследователей о едином (скандинавско-новоземельском) мощном центре оледенения, питавшим и днепровский и донской ледниковые языки, продвижение которых на юг в разное время было обусловлено флуктуацией климата, а точнее – различием количества осадков, выпадающих в областях их питания. Однако, и в этом случае нет ответа на поставленный выше вопрос: почему днепровский и донской ледниковые языки, далеко продвинувшиеся на юг по Днепровской и Окско-Донской низменностям, так «аккуратно» обошли Среднерусскую возвышенность?

Одним из доказательств существования донского оледенения с центром на северо-востоке ВЕР является ориентировка обломков в донской морене. В.Б. Козлов и С.М. Шик в своем разделе коллективной монографии [Оледенения…, 2001] в обоснование новоземельского центра оледенения приводят данные об ориентировке обломков в донской и московской моренах центральной части ВЕР. Первое, на что хотелось бы обратить внимание, данные эти не очень убедительны, если к их анализу подходить с непредвзятых позиций. Для этого достаточно сравнить границы распространения этих оледенений (рис. 3) и ориентировку их обломков в моренах в пределах г. Москвы (рис. 4). В настоящее время хорошо известно, что движение покровных ледников характеризуется потоковой структурой, зависящей от многих факторов: от подледного рельефа, от положения края ледника по отношению к подледному рельефу в результате осцилляции его края (как при поступательном движении ледника, так и при его де-

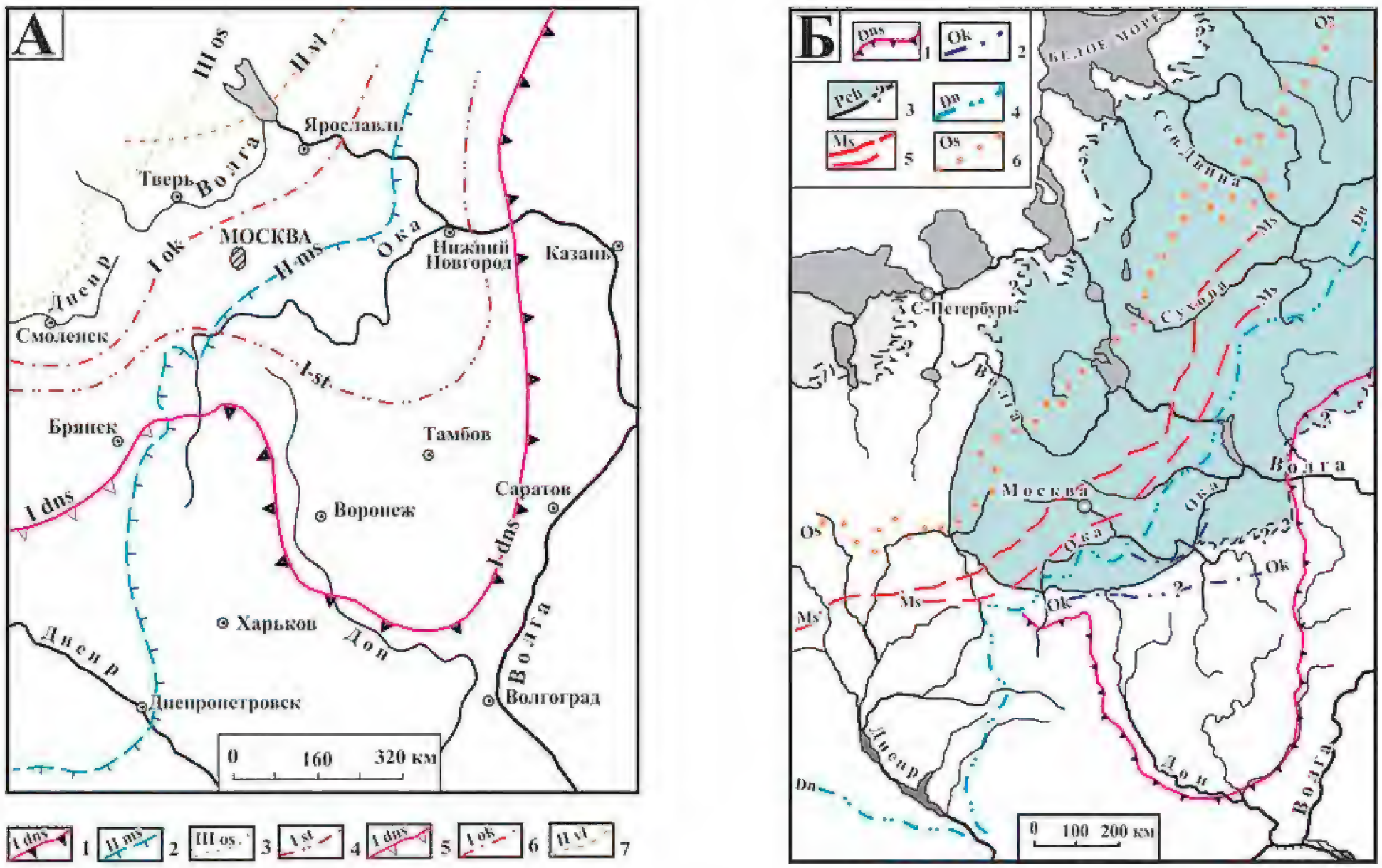


Рис. 3. Распространение ледниковых покровов на территории Восточно-Европейской равнины

А – по С.М. Шику и др. [2004], Б – по А.А.Величко и др. [2001]. Границы оледенений: А: 1 – донского, 2 – московского, 3 – осташковского. Погребенные границы оледенений: 4 – сетуньского, 5 – донского, 6 – окского, 7 – вологодского. Б: 1 – донского, 2 – окского (предполагаемая), 3 – область распространения печорского оледенения (предполагаемая), 4 – граница днепровского оледенения, 5 – границы московского оледенения: максимальная и икшинская стадии, 6 – граница осташковского оледенения.

градации), от флуктуации климата, влиявшего на баланс массы разных участков областей питания ледника и, как следствие, на его движение. Это хорошо иллюстрирует рис. 5 [Андреичева и др., 2015. С. 29].

В подтверждение сказанного приведу хорошо известный мне фактический материал. В пределах Сатинского учебно-научного полигона Географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (подробнее об этом полигоне – ниже) значительная часть обломков во второй (сверху), днепровской (по автору), морене имеют ориентировку с северо-востока на юго-запад, а в залегающей выше (московской) морене – с северо-запада на юго-восток. Объясняется это тем, что в доднепровское время широкая и глубокая долина р. Пра-протвы была ориентирована с юго-запада на северо-восток (рис. 6). По этой долине и было наиболее интенсивное движение днепровского ледника. В днепровско-московское время эта долина была выполнена мощной толщей (до 60 м) озерных, аллювиальных и флювиогляциальных отложений (рис. 7, 8). и движению московского ледника с северо-запада на юго-восток ничто не препятствовало.

Нельзя не отметить и такие факты. Стратиграфическое положение донского оледенения в пределах ВЕР не находит места в западноевропейских схемах, например, в разрезе Нидерландов. Не согласуются между собой существующие сведения о возрасте донского оледенения: от МИС 12 [Красненков и др., 1997] до МИС-16 [Шик, 2013_1]. Да и был ли донской ледник в пределах Окско-Донской низменности если исходить из описания «морены» (я не случайно заключил это слово в кавычки), приводимое Р.В. Красненковым и др. [1997]: «В тех пунктах, где донская морена имеет значительные мощности, она отчетливо трехслойная. Эти горизонты, получившие названия серой, бурой и красной морен, различаются по цвету, количеству и составу включений…. Перекрывающая (серую, Р.Г.) бурая **основная морена содержит многочисленную гальку и гравий изверженных пород** (выделено мной, Р.Г.).Часто развитая

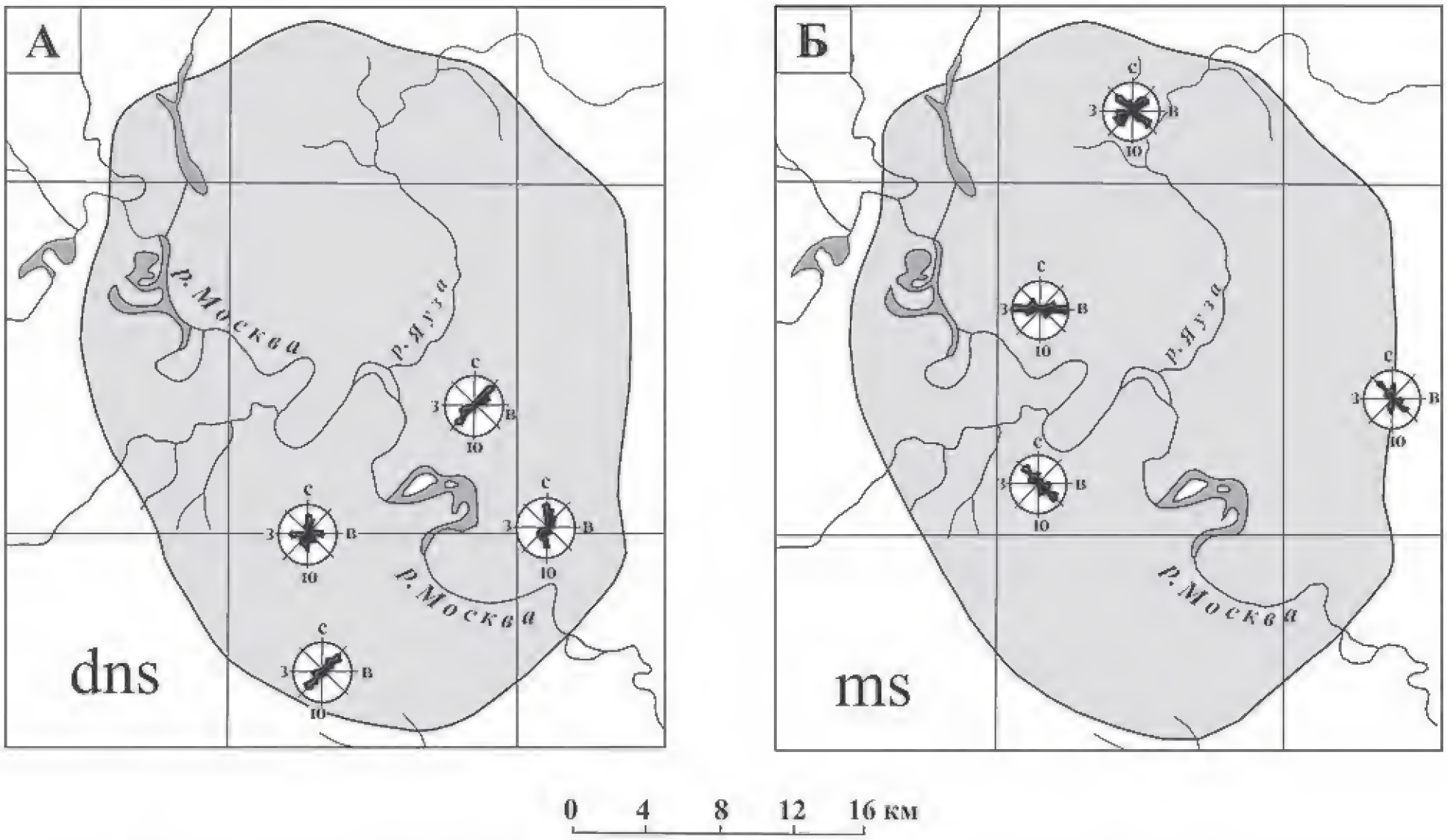


Рис. 4. Ориентировка обломков в моренах: А – донской; Б – московской на территории г. Москвы [Оледенения..., 2001]

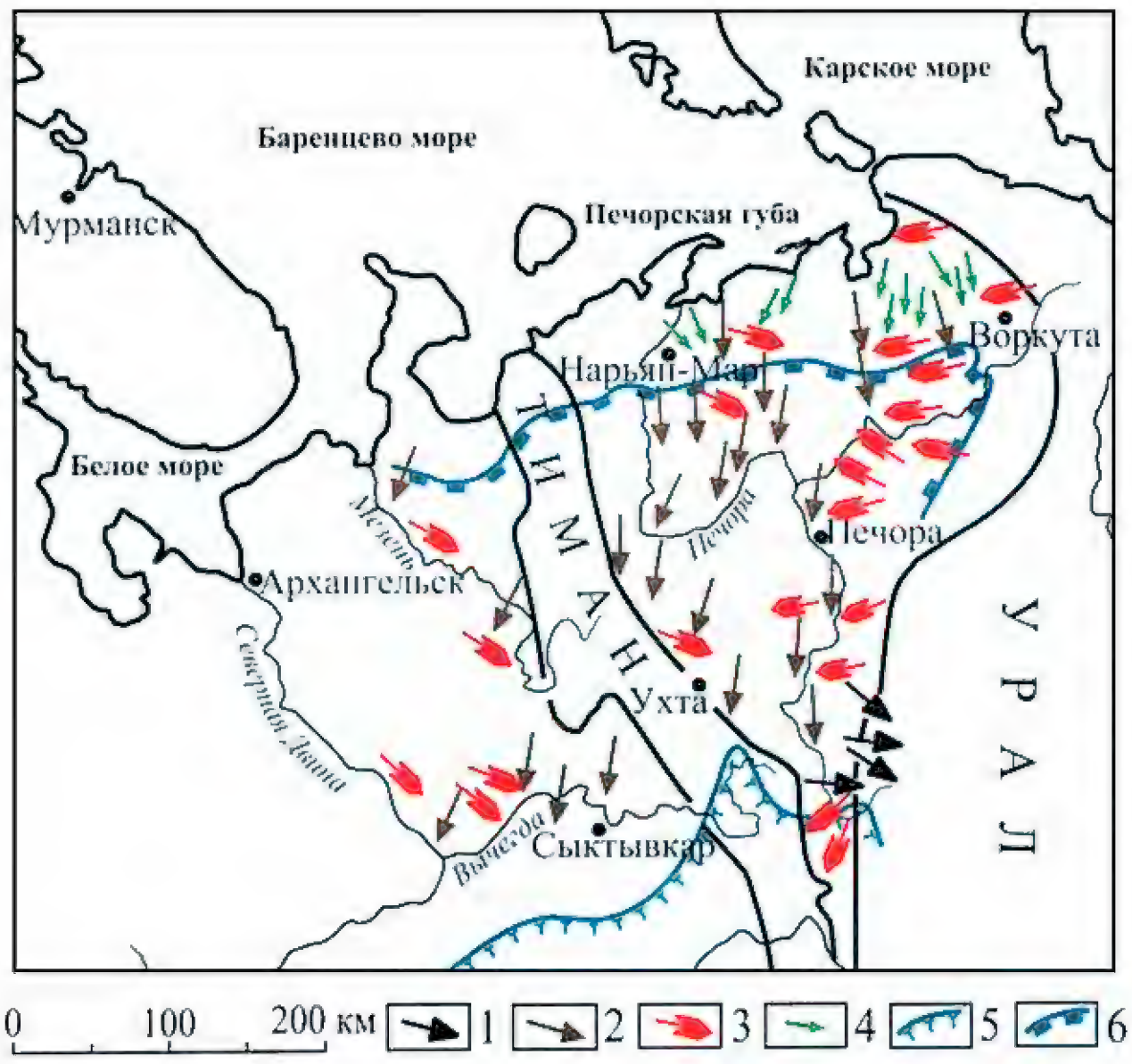


Рис. 5. Направления перемещения покровных ледников в разные эпохи неоплейстоцена на Европейском Северо-Востоке России (по Л.Н.Андреичевой и др. [2015])

1 – помусовского, 2 – печорского, 3 – вычегодского, 4 – полярного. Границы максимальных распространений неоплейстоценовых покровных ледников: 5 – вычегодского, 6 – полярного.

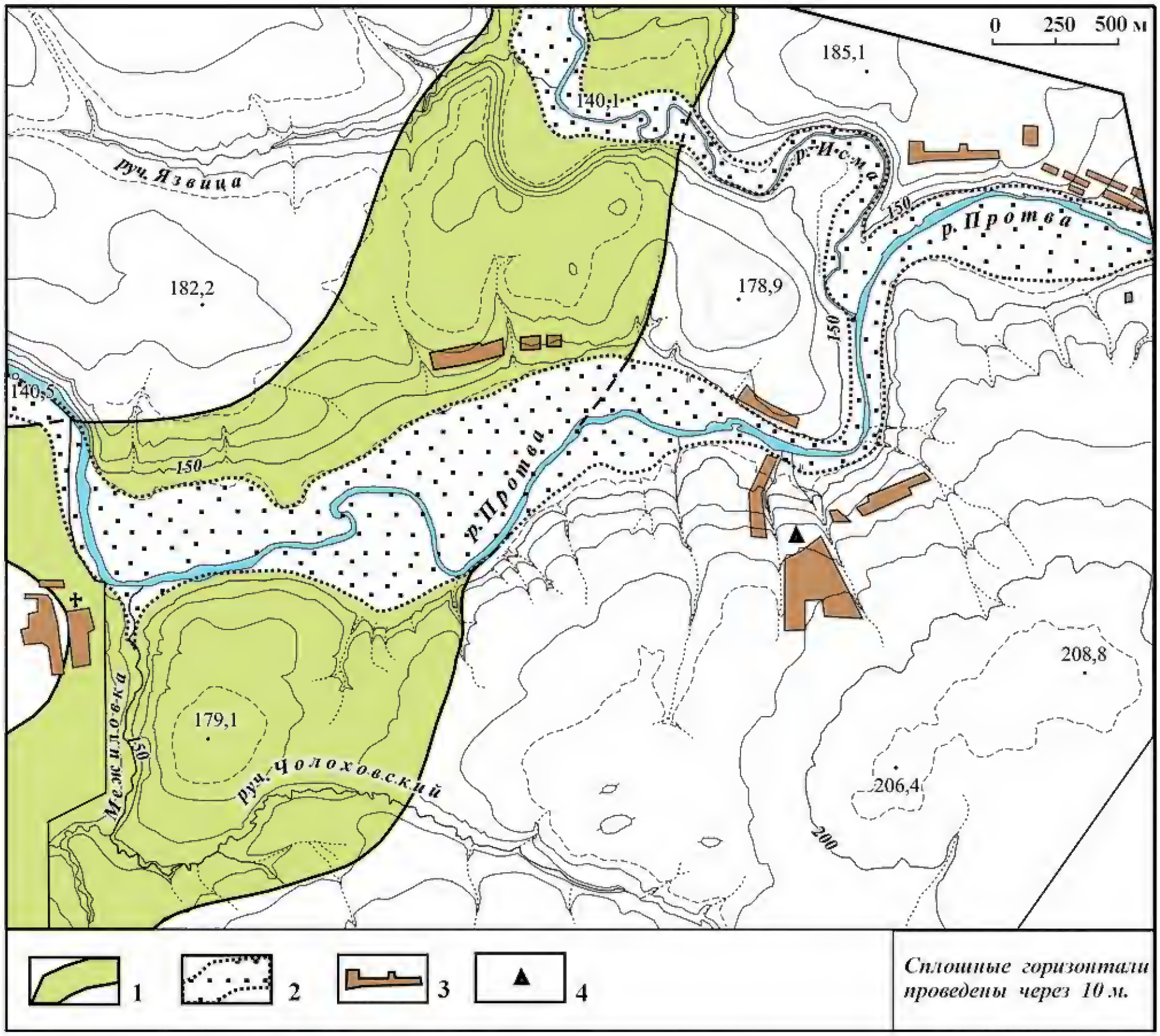


Рис. 6. Плановое положение долины р. Протвы в пределах Сатинского полигона в доднепровскую эпоху [Рычагов и др., 2012]

1 – долина Пра-Протвы в доднепровское время, 2- днища современной долины р. Протвы и её притоков, 3 – населенные пункты, 4 – Сатинская учебно-научная станция.

поверх бурой маломощная красная абляционная морена включает **массу галек разнообразных эрратических пород** (выделено мной, Р.Г.), (их число составляет 88% обломков)», (с. 91). Если исходить из описанного литологического состава этих отложений, то они мало похожи на морену, скорее – это флювиогляциальные отложения, а из приведенных Р.В. Красненковым и др. [1997] TL и OSL датировок возраста «донской морены?» (490-493 и 400 тыс. лет, соответственно) следует, что формирование этих отложений происходило в эпоху 12-й стадии морской изотопной шкалы, т.е. в эпоху окского оледенения в пределах ВЕР.

2. Не меньше вопросов возникает по палеогеографии среднего неоплейстоцена. Не утихает дискуссия о количестве и границах среднеплейстоценовых оледенений. В центральном регионе ВЕР, южнее границ валдайских оледенений, большинство исследователей выделяли и выделяют два моренных комплекса, имеющих **площадное** распространение: днепровский и московский, хотя в ряде стратиграфических схем в этом интервале времени фигурируют еще ряд оледенений или похолоданий, выделенных без достаточных на это оснований (см. рис. 1, 2). С физико-географической точки зрения невозможно, на-

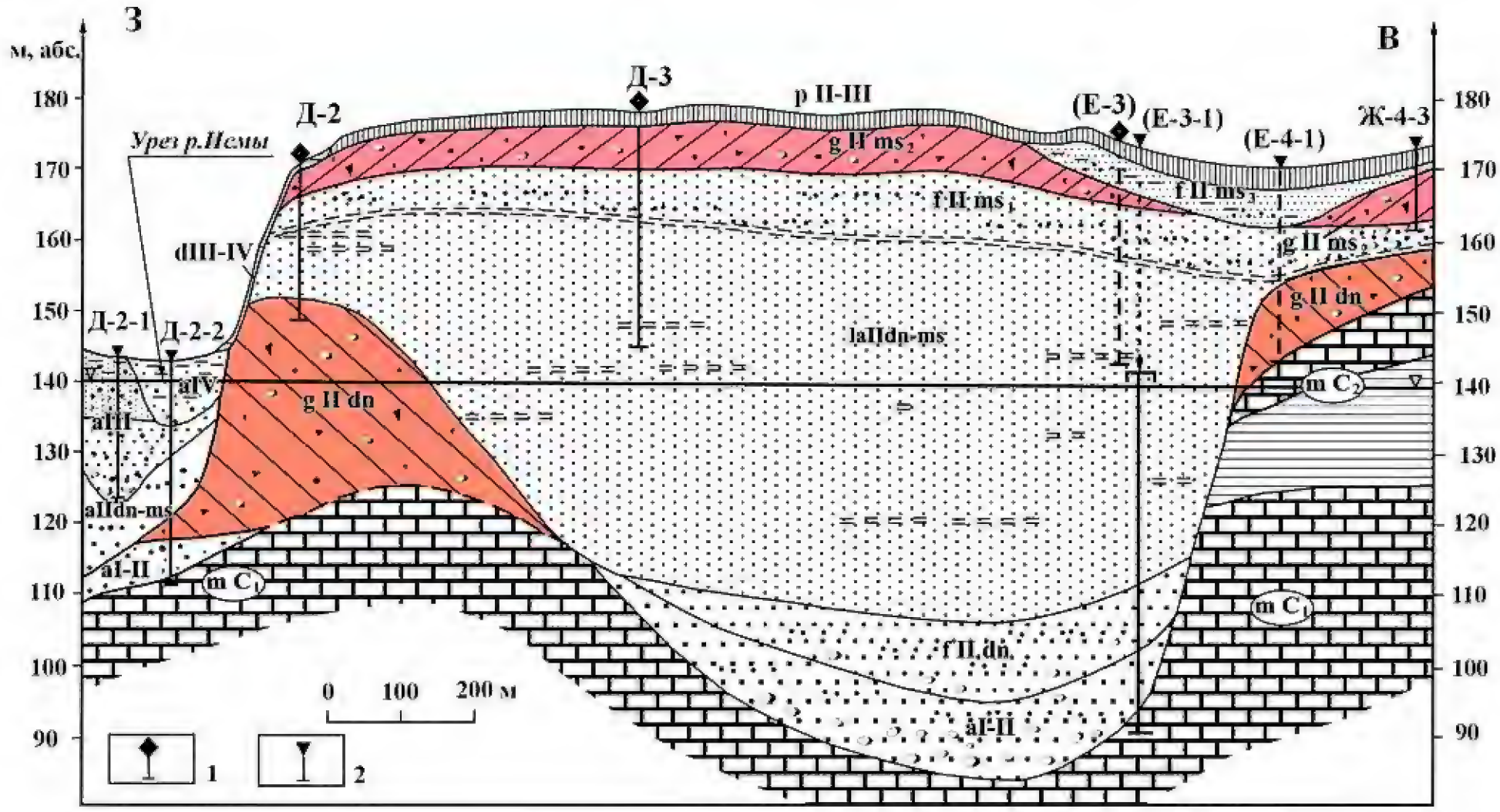


Рис. 7. Мощность днепровско-московских отложений в пределах Сатинского полигона (урочище Соколиха, геолого-геоморфологический профиль III-III, на рис. 9)

1 – расчистки (канавы), 2 – буровые скважины. gIIms – московская морена; gIIdn – днероовская морена. Жирная линия в середине рисунка – урез р.Протвы в районе Сатинского учебно-научного полигона.

пример, объяснить существование печорского, по С.М. Шику и др. [2004] вологодского оледенения в тех границах, как это показано на рис. 3. Не находит места это оледенение в стратиграфических схемах геологов и геоморфологов северо-востока ВЕР. Так, в статье Л.Н. Андреичевой и др.[1997] печорская морена северо-востока сопоставляется с днепровской, а вычегодская – с московской моренами центральной части ВЕР.

На мой взгляд, не обосновано выделение в существующих схемах чекалинского **межледниковья** и отделяющего его от лихвинского межледниковья **калужского и жиздринского оледенений** [Болиховская и др. 2015]. Где стратотипы этих оледенений с характеристикой моренных комплексов и их стратиграфо-геоморфологическим положением? Что касается чекалинского межледниковья, то вот что пишет по этому поводу С.М. Шик [2013_2]: «Однако, эти отложения (чекалинские, Г.Р.) имеют небольшую мощность и по ним не может быть получена достаточно полная палинологическая характеристика… В Европейской России не известно сколько-нибудь полных разрезов озерных отложений этого возраста с хорошими спорово-пыльцевыми диаграммами» (с. 699). Возникает вопрос: не является ли наблюдаемая в чекалинском разрезе частая смена маломощных, генетически различных слоев (или даже линз) результатом осцилляции края наступавшего днепровского ледника вследствие флуктуаций климата?

Что же касается широко распространенных в центральном регионе ВЕР двух верхних моренных комплексов, то, начиная с И.П. Герасимова и К.К. Маркова [1939], большинство исследователей формирование верхнего комплекса связывают с московским оледенением, нижнего – с днепровским. Различие мнений состоит лишь в различиях понимания таксономического ранга ледниковых событий: относятся они к двум различным оледенениям – днепровскому и московскому, или московское оледенение является стадией днепровского. Практически всеми максимальным признается днепровское оледенение.

Однако, за последние годы стратиграфия среднего неоплейстоцена претерпела не только существенные, но и бесконечно меняющиеся преобразования, что свидетельствует о ненадежности тех методов и «фактов?», которые положены в основу этих преобразований. Ниже я приведу результаты наших (сотрудников кафедры геоморфологии и палеогеографии и лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ им. М. В.Ломоносова) многолетних полевых исследований в централь-

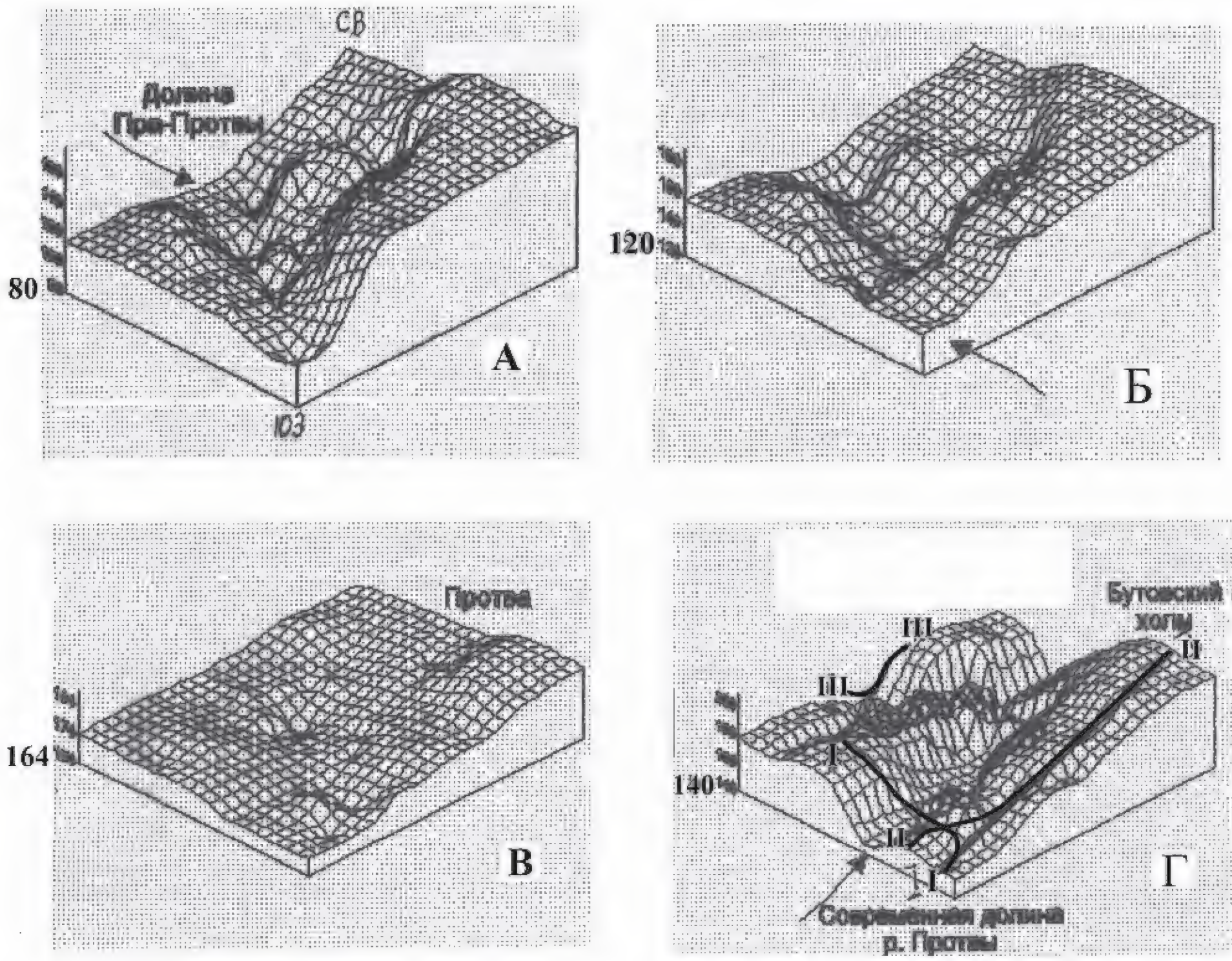


Рис. 8. Блокдиаграммы рельефа Сатинского полигона

А – дочетвертичный рельеф; Б – рельеф в конце днепровской эпохи; В – рельеф в конце московской эпохи; Г – современный рельеф. Жирными линиями с римскими цифрами показано положение геолого-геоморфологических профилей на рис. 9. Стрелки на рисунке 8Б и 8Г – направление оринтировки р.Протвы.

ном регионе ВЕР и детальных исследований на территории Сатинского учебно-научного полигона географического факультет МГУ им. М. В. Ломоносова (рис. 9).

Полигон, площадью более 20 км^2, расположен в среднем течении р. Протвы (СВ Калужской области). На территории полигона пробурено несколько десятков буровых скважин, преимущественно до коренных пород (осадков среднего карбона), и описано более 20 естественных обнажений. Это позволило воспроизвести **пространственное распространение**, условия залегания, мощность и состав **каждого** стратиграфического горизонта квартера центральной части ВЕР. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что средний неоплейстоцен представлен здесь **двумя**, различными по многим параметрам комплексами морен [Реконструкция…, 2008, с.64], отделенными друг от друга мощной толщей озерно-аллювиальных **межледниковых** отложений (см. рис. 7), содержащих теплые спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность смешанных лесов со значительной примесью (до 20%) широколиственных пород [Антонов и др., 2000; Рычагов и др., 2007]. Большая мощность межледниковых отложений, содержащих теплые спорово-пыльцевые спектры, их широкое **площадное** распространение дают основание для признания регионального значения этого термохрона. Возраст верхнего моренного комплекса (по данным TL метода) от 220 до 150 тысяч лет назад (т.л.н.), нижнего – от 310 до 270 т.л.н., что соответствует МИС 6 и МИС 8 морской изотопно-кислородной шкалы. Возраст межледниковой толщи 265–213 т.л.н., соответствует МИС 7 этой шкалы. Залегает этот комплекс осадков на лихвинских и кроется микулинскими

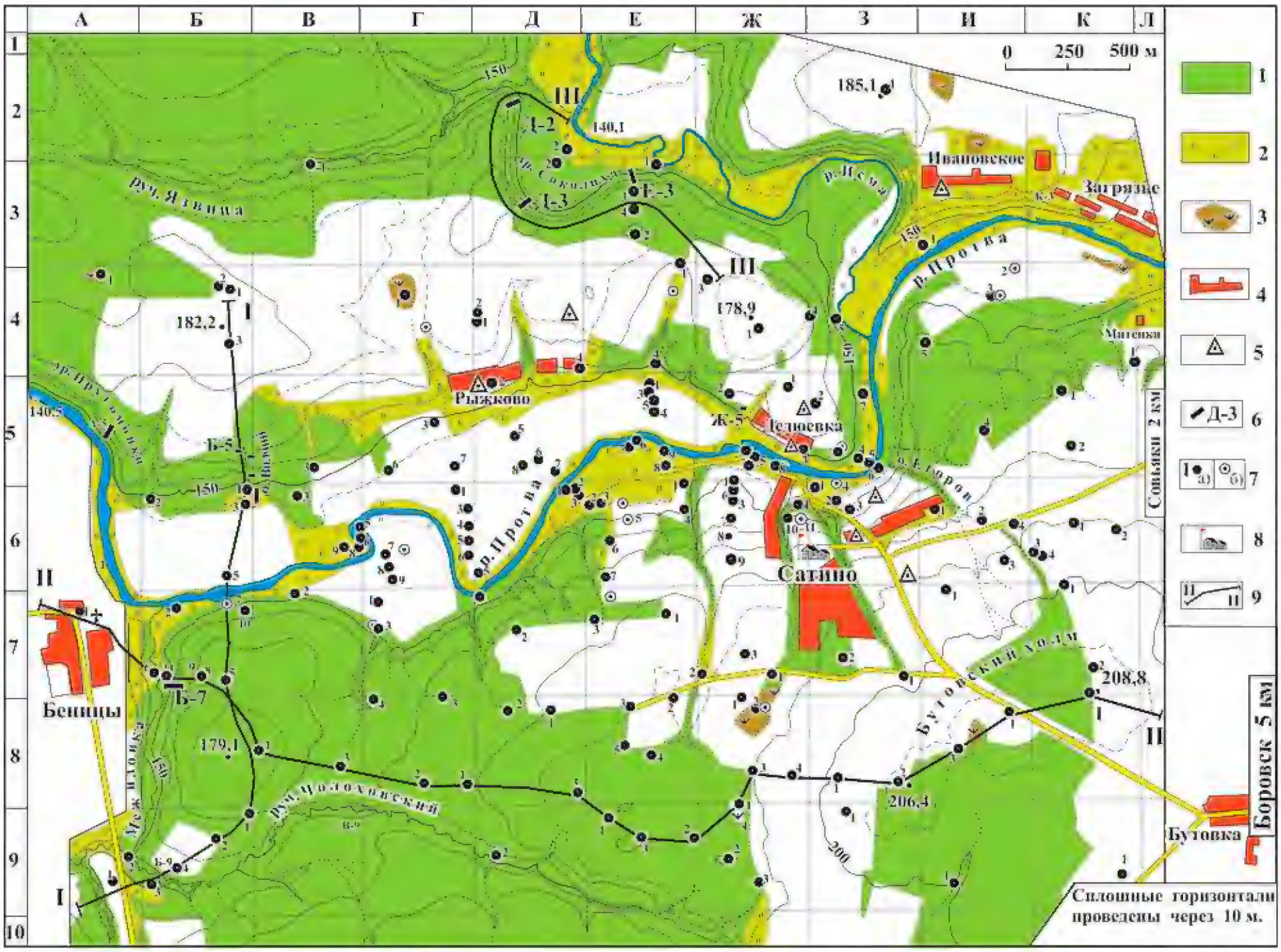


Рис. 9. Обзорная карта Сатинского полигона

1 – леса; 2 – луга; 3 – болота; 4 – населенные пункты; 5 – геодезические знаки; 6 – главные опорные разрезы; 7 – буровые скважины (а – геологические, б – гидрогеологические); 8 – положение Сатинской учебно-научной станции; 9 – линии профилей, показанных на рисунках 7, 11 и 12.

отложенями, возраст которых подтвержден заключенными в них палиноспектрами и данными радиометрических методов, что свидетельствует о средненео-плейстоценовом возрасте всего этого комплекса отложений. Наличие же межледниковых отложений между двумя сложно построенными моренными комплексами позволяет говорить о самостоятельности московского оледенения. Полученные по Сатинскому полигону данные хорошо кор-релируют с данными по другим разрезам центральной части ВЕР (рис. 10).

В дополнение к сказанному приведу для сравнения два геолого-геоморфологических профиля: один через долину р. Протвы (Сатинский полигон, рис. 11А), другой через долину р. Ликова (Одинцовский район Московской области, рис. 11Б, по [Оледенения…, 2001]). На первый взгляд профили идентичны. На обоих четко выделяются два моренных комплекса: верхний, залегающий на междуречьях под покровными суглинками, и более мощный нижний. Кровля и подошва обоих моренных комплексов находятся примерно на одном гипсометрическом уровне. Близок и их возраст (согласно TL датировкам). Моренные комплексы отделены друг от друга преимущественно флювиогляциальными, реже озерными отложениями. Важно, что верхний моренный комплекс принимает **непосредственное участие** в строении современного рельефа. Кстати, об этом же писал ранее один из авторов рисунка 12Б [Бирюков, Фаустова, Шик, 2001. С. 31]). Нижний моренный комплекс принимает только косвенное участие в современном рельефообразовании.

Однако интерпретация разрезов различна. Верхний моренный комплекс на обоих профилях значится как принадлежащий московскому оледенению. По нашим данным он принадлежит действительно московскому оледенению, макси-

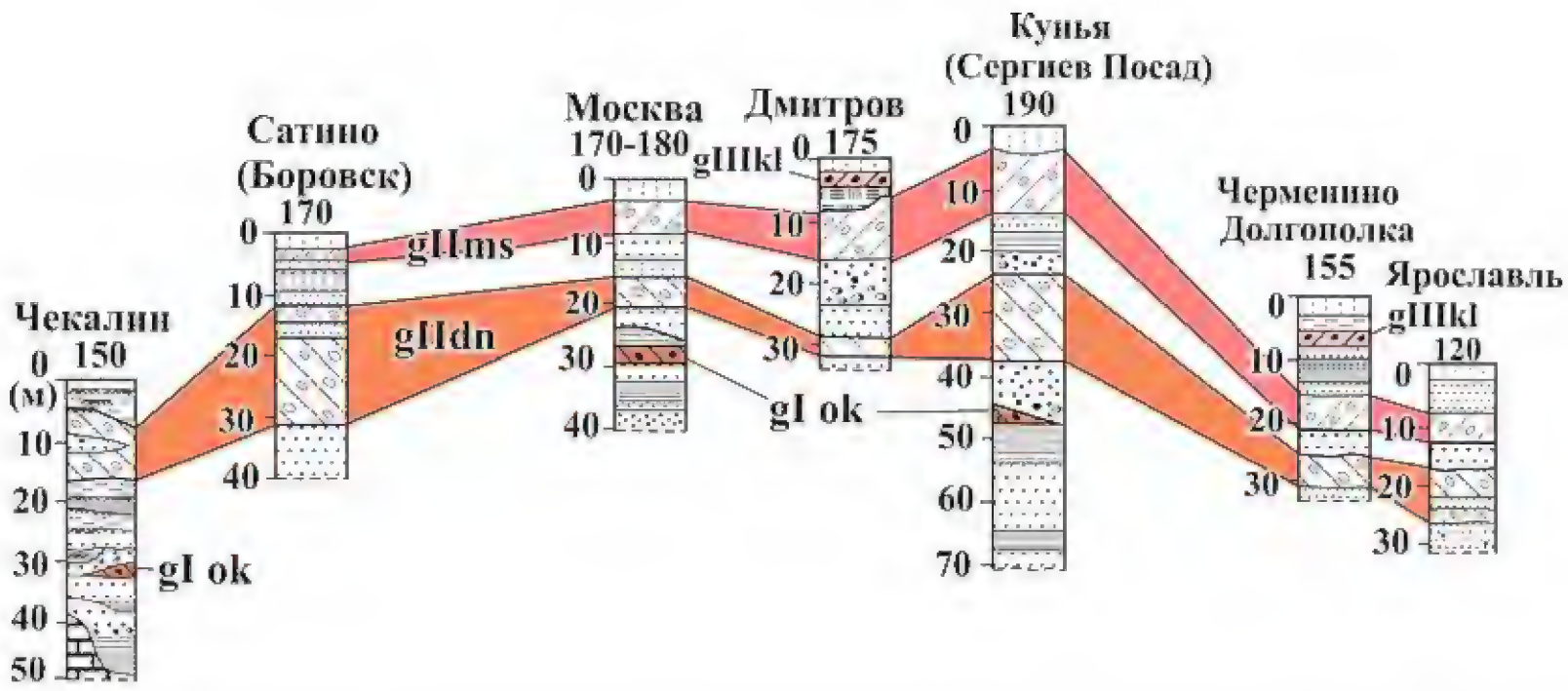


Рис. 10. Сопоставление ледниковых горизонтов среднего неоплейстоцена по линии Верхняя Ока–Ярославское Поволжье [Реконструкция..., 2008]

Морены: gIIIkl – калининская, gIIms – московская, gIIdn – днепровская, gIok – окская.

мальная граница распространения которого находилась несколько южнее и юго-западнее г. Москвы (подробнее об этом ниже), а по данным С.М. Шик и др. [2004] ледник этот доходил до г. Днепра (бывший Днепропетровск), что соответствует днепровскому оледенению в общепринятой трактовке. Второй, сверху, моренный комплекс мы считаем днепровским на том основании, что под ним залегают лихвинские аллювиальные отложения и флювиогляциальные осадки, возникшие за счет перемыва окской морены. Ниже, повсеместно в пределах полигона, вскрыты отложения карбона (рис. 12А). На рис. 12Б второй моренный комплекс отнесен к донскому оледенению, хотя один из авторов этого профиля в [Бирюков и др. 2001] пишет: «Среднеплейстоценовый возраст коричневой морены (второй сверху южнее пределов распространения валдайского ледника) на междуречье Днепра и Хмары доказывается её залеганием выше лихвинских осадков», с. 32.

У авторов рисунка 12Б, нет оснований для «затягивания» верхней морены в долину р. Ликовы, так как современные долины подмосковных рек были врезаны после отступания московского ледника, что хорошо иллюстрируют рис. 8 и рис. 11А (профиль построен по **естественным обнажениям** на правом и левом коренных берегах р. Протвы и пяти скважинам в днище долины)

В дополнение к сказанному выше о самостоятельности днепровского и московского оледенений важным доказательством является различие рельефа областей распространения этих оледенений. Там, где распространен верхний (московский) ледниковый комплекс развит рельеф, именуемый в геоморфологии как **вторичная моренная равнина.** Здесь ледниковые и сопутствующие ему отложения находят прямое выражение в рельефе. Южнее границы распространения верхней морены – рельеф **эрозионно-денудационный** и нижняя (днепровская) морена, наблюдаемая здесь, прямого участия в его строении не принимает (в обнажениях на склонах речных долин, являясь водоупорным горизонтом, она лишь провоцирует развитие оползневых процессов). Граница распространения московского оледенения прослежена мной на всей территории Калужской и юго-западной части Московской области. Наглядно убедиться в распространении двух моренных комплексов в Подмосковье и различие рельефа в пределах их распространения можно, проследив изменение характер рельефа и геологического строения правобережья р.Оки к югу и востоку от г. Калуги. Здесь, на правом берегу реки развит типичный холмисто-западинный рельеф, в строении которого принимает непосредственное участие верхняя морена. В обнажениях правого берега реки здесь развиты две морены: верхняя (красная) и нижняя (табачного цвета). Примерно в 30 км восточнее холмисто-западинный рельеф резко сменяется эрозионно-денудационным, а в строении склона долины исчезает верхняя (красная) морена. Нижняя наблюдается в склонах долины Оки не только восточнее (например, в районе г. Дугны), но и южнее, в частности в хорошо изученном чекалинском (лихвинском) разрезе. К сказанному следует добавить, что граница московского оледенения, является не только границей различных типов рельефа, но и ландшафтной, отмечаемой и географами, и почвоведами, и ботаниками (достаточно взглянуть на соответствующие карты).

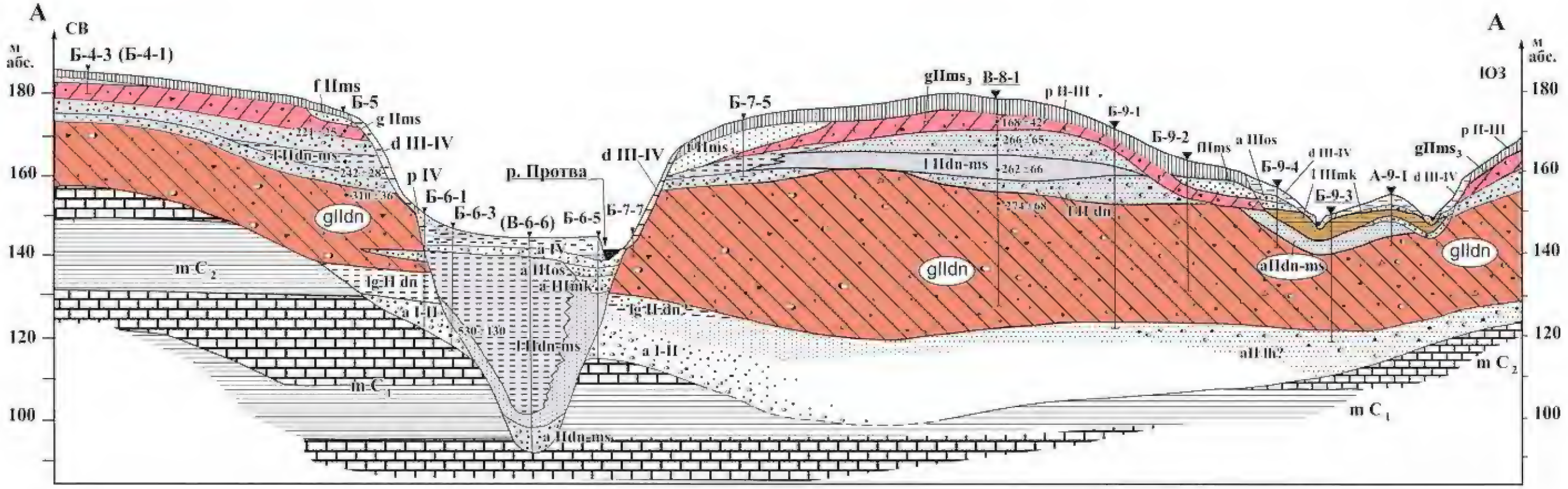


Рис. 11. Геолого-геоморфологические профили: А – через долину р. Протвы в 7 км выше по течению от г. Боровска [Рычагов и др. 2012]; Б – через долину р. Ликовы, Одинцовский страторайон [Оледенения..., 2001])

1 – валуны, 2 – галька и гравий, 3 – песок, 4 – алеврит, 5 – глина, 6 – суглинок, 7 – покровный суглинок, 8– гиттия, 9 – торф; 10 – суглинок валунный (морена) первого от поверхности горизонта, 11 – межморенные отложения, 12 – второй(от поверхности) горизонт морены, 13 – третий (от поверхности) горизонт морены (сетуньская морена по С.М.Шику), 14 – известняки, 15 – погребенные почвы, 16 – буровые скважины, с указанием абсолютных радиотермолюминесцентных датировок (тысячи лет назад). Геологические индексы приведены в соответствии с источниками.

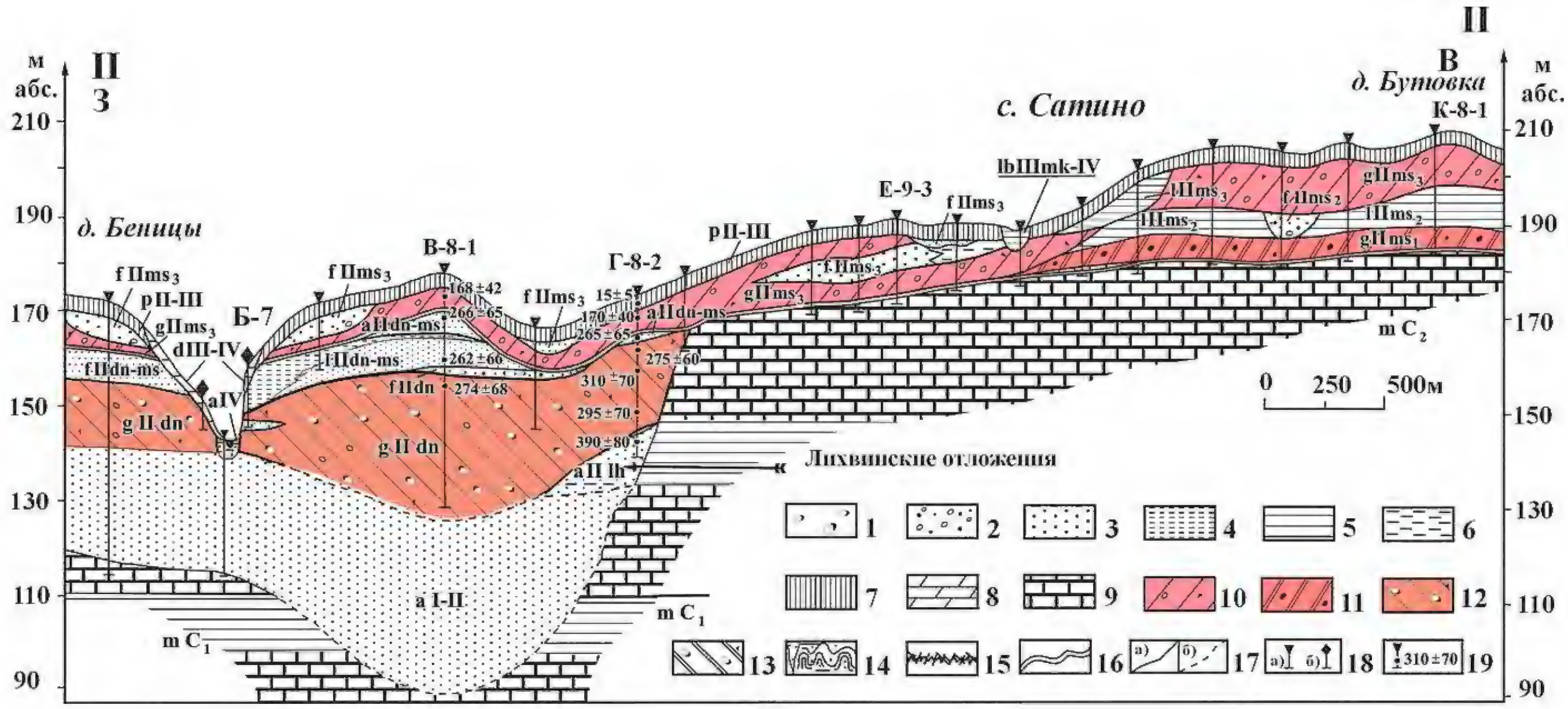


Рис. 12. Геолого-геоморфологический профиль II-II (см.рис.9) по правобережью р. Протвы по линии Беницы – Бутовка) [Реконструкция..., 2008]

1 – валуны; 2 – гравий и галька; 3 – песок; 4 – алеврит; 5 – глина; 6 – суглинок; 7 – покровный суглинок; 8 – листоватый мергель; 9 – известняк; 10–12 – валунные суглинки (морена): 10– поздней (боровской) стадии московского оледенения, 11 – ранней (калужской) стадии московского оледенения, 12–морена днепровского оледенения. 16 – подошва московского горизонта; 17 – стратиграфические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 18 – геологические выработки (а – буровые скважины, б – расчистки); 19 – TL датировки, т.л.н.

Подводя итог сказанному, можно сделать такой вывод: центральная часть ВЕР в среднем неоплейстоцене испытала **два** крупных оледенения: днепровское, максимальное, соответствующее МИС 8 изотопно-кислородной шкалы, и московское, соответствующее МИС 6 этой шкалы. Материалы детальных полевых исследований Сатинского полигона подтвердили представления А.И. Москвитина [1964] и [Стратиграфия…, 1997], в которой авторы пишут: «…о межледниковой природе средней части разреза среднеплейстоценовых образований» центральной части ВЕР (с.17). Об этом же свидетельствует своеобразный, по И.А. Дуброво [1997] перервинский, комплекс крупных млекопитающих.

С методической точки зрения считаю нужным отметить хорошо известные теперь факты, что этапы каждого крупного оледенения сопровождались неоднократными потеплениями и похолоданиями и, как следствие, осцилляцией краевых частей ледников как при продвижении на юг, так и при их деградации. Для московского и валдайских оледенений это фиксируется в рельефе соответствующими краевыми образованиями и в целом ряде случаев «слоеным пирогом» (имитирующим множественность оледенений), состоящим из чередования ледниковых и флювио-лимногляциальных отложений (рис. 12). Разумеется, подобные процессы имели место и в более ранние эпохи, что практически не учитывается при палеогеографических реконструкциях, так как «последствия» осцилляций краевых частей этих ледников не находят отражения в современном рельефе.

3. Не лучше обстоит дело со стратиграфией и палеогеографией верхнего звена неоплейстоцена. И если по стратиграфии и палеогеографии последнего этапа этого звена (осташковского, МИС 2) среди исследователей существуют сходные точки зрения, то по более ранним этапам такого согласия нет. Нет единой точки зрения о ранге ранневалдайского (калининского, МИС 4) оледенения: было ли оно самостоятельным или это ранняя стадия единого валдайского оледенения? Принципиально разные точки зрения существуют о границах распространения этого оледенения. Как видно из рис. 3, в представленных на них схемах калининское оледенение не упоминается совсем, хотя в проекте региональной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена Европейской России оно фигурирует (см. рис. 2).

Принципиально разные точки зрения существуют о границах распространения этого оледенения. Так, по В.Я. Евзерову [2014], калининское оледенение не выходило за рамки Скандинавского полуострова (с.59). Сходной точки зрения придерживаются А.А. Величко и др. [2009], согласно которым южная граница калининского оледенения едва выходила за пределы 66^0 с.ш. (с. 34). Иной точки зрения придерживаются Г.И. Лазуков и др. [1982]. По их данным морена калининского оледенения прослеживается в ряде разрезов, расположенных вдоль прадолины р.Яхромы, на северном склоне Клинско-Дмитровской гряды (в окрестностях г. Дмитрова). Здесь в карьерах ими описан довольно мощный (до 3 м) слой основной морены. Морена подстилается микулинскими озерно-болотными (торфянистыми) и песчаными отложениями, сверху перекрыта лессовидными суглинками. Приводятся TL-даты песков, подстилающих морену – 94±9 т.л.н., и перекрывающих морену лессовидных суглинков – 42±4 т.л.н. (От себя добавлю, что эти датировки соответствуют МИС 5b и МИС 3 изотопно-кислородной шкалы). Таким образом, описанная морена стратиграфически занимает место, соответствующее МИС 4 этой шкалы, т.е. интервалу времени, когда имело место ранневалдайское (калининское) оледенение. Сходные данные по возрасту осадков, вскрытых карьером у г. Дмитрова, полученных OSL-методом, приводятся в [Стратиграфия…, 1997]: 100 т.л.н. для подморенных отложений и **65 т.л.н. для морены**, что так же соответствует МИС 4 изотопно-кислородной шкалы, т.е. эпохе калининского оледенения. В этой же работе авторы приводят гляциологическую схему «последовательных стадий активного образования конечных морен калининского оледенения» (с. 19). Сходную точку зрения высказывают Н.Г. Судакова и др. [2015], на основе материалов, полученных с привлечением аэрокосмической информации.

Значительные различия точек зрения по стратиграфии и палеогеографии верхнего звена неоплейстоцена существуют не только для ледниковой области ВЕР. Хотелось бы обратить внимание на то, что в многочисленных публикациях мало внимания уделяется физико-гео-графической обстановке во внеледниковой области ВЕР как в эпоху калининского оледенения, так и в предшествующие эпохи (МИС 5d-5a). А ведь именно в эти эпохи здесь произошли весьма существенные преобразования рельефа (особенно и верхних звеньях эрозионной сети), сформированного в позднемосковское время и в самом начале микулинского межледниковья. Это хорошо иллюстрирует принципиальная схема строения погребенных врезов, представленная на рис. 13: брянская почва, сформировавшаяся по С.А. Сычевой [2012 и др.] в эпоху МИС 3, залегает на ровной поверхности, которая никак «не реагирует» на погребенные эрозионные формы рельефа. На пространственное несовпадение современных и погребенных форм эрозионного рельефа неоднократно обращалось

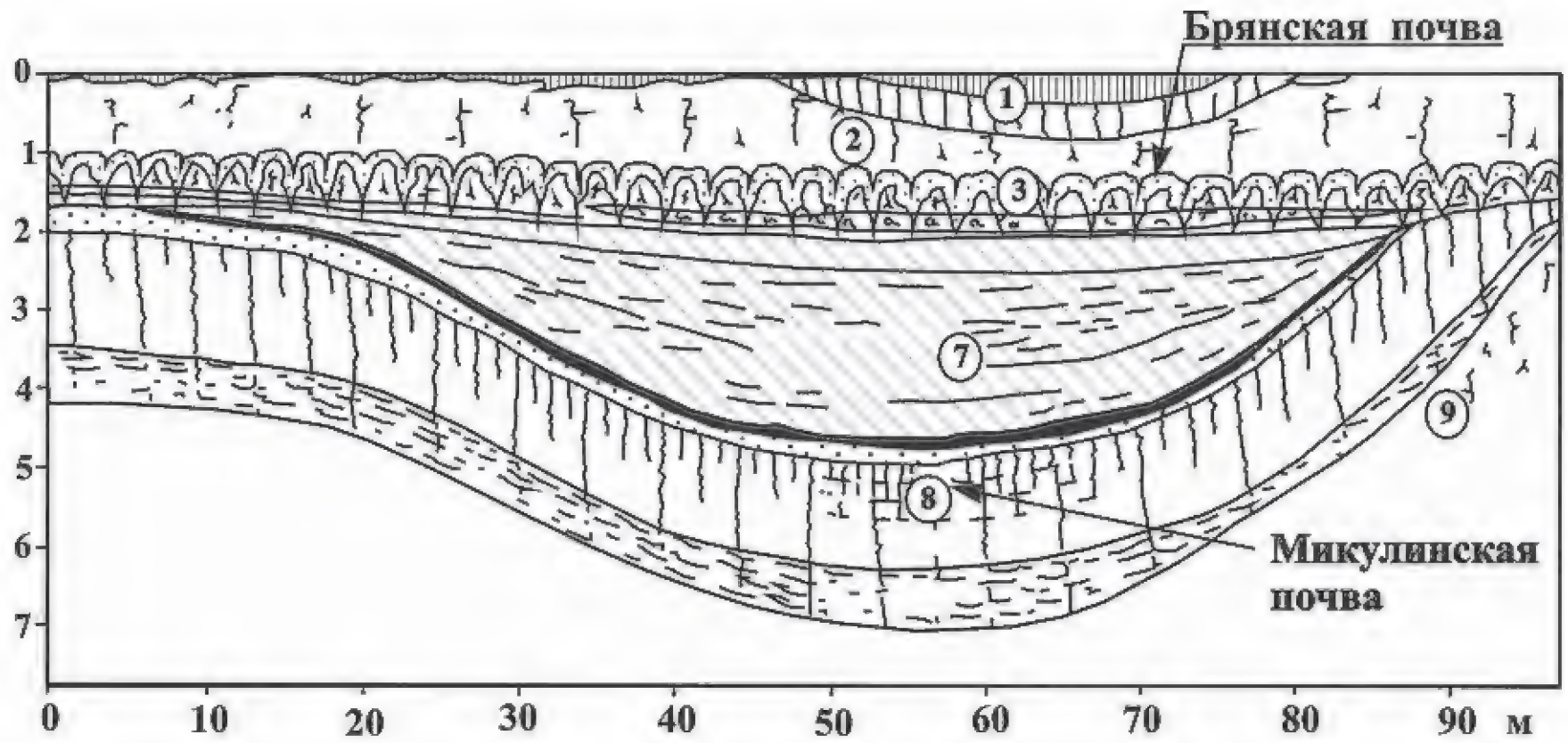


Рис. 13. Принципиальная схема строения погребенных позднемосковско-микулинских эрозионных форм. Поперечный профиль микулинской балки в разрезе Александровского карьера (срез 1987г., по С.А. Сычевой и В.С. Гуновой).

внимание в научной печати. Вот что пишет по этому поводу С.А. Сычева [2007]: «Современная балка **не** наследует микулинскую палеоформу» (с. 90); «По данным буровых работ А.И. Скомороховым установлено наличие древней балочной сети, **не совпадающей** с современной.» (с. 92); «Развитая уже на практически ровной поверхности брянская дерново-мерзлотная почва завершает этап существования этой палеоформы, в современом рельефе она **не выражена**» (с. 93); «Микулинская палеобалка наследуется в современном рельефе ложбиной, тальвег которой **смещен** (я не случайно выделил это слово, см. ниже, Р.Г.) относительно древнего днища» (с. 93). Возникает вопрос: в результате деятельности каких рельефообразующих процессов и в каких физико-географических условиях происходило выравнивание рельефа? В опубликованных источниках нет четкого ответа на этот вопрос. Главное внимание уделяется стратиграфии и генезису осадков, выполняющих погребенные эрозионные формы рельефа. При этом констатируется, что главная роль в этом выполнении принадлежит делювиально-пролювиальным процессам (с приматом первых) и в меньшей степени солифлюкционным.

В рамках данной статьи нет возможности подробно остановиться на анализе материалов, приведенных Ю.Р. Беляевым и др. [2008], С.А. Сычевой и др.[2007] и др. Отмечу лишь то, что меня интересует, но не удовлетворяет в этих работах. В них, как сказано выше, все внимание сосредоточено на описании строения и генезисе осадков, выполняющих погребенные эрозионные формы рельефа (и здесь нельзя не согласиться с авторами о важности изучения строения и истории развития этих форм при палеогеографических реконструкциях). В палеоврезах фиксируется не менее пяти горизонтов палеопочв. Согласно С.А. Сычевой [2012], это (снизу-вверх): рышковская палеопочва микулинского межледниковья, (временной аналог салынской почвы), состоящая из 3-4 почвенных профилей (МИС 5е); кукуевская (МИС 5с), стрелецкая (МИС 5а); александровская (МИС 3); брянская (МИС 3). Для двух последних (александровской и брянской погребенных почв) приведен абсолютный возраст: 49300±520 и 33140±230 т.л.н. (с. 48). Однако мало, если не сказать совсем, не уделяется внимания выравненным пространствам междуречий, в частности плакорам Среднерусской возвышенности: нет сведений об их стратиграфии, генезисе, возрасте и мощности, слагающих их четвертичных образований (в частности о мощности нижне- и верхневалдайских лессов), о наличии погребенных почв в пределах плакоров и их соотношении с палеопочвами наблюдаемыми в палеоврезах. Отсюда возникает сомнение в правильности интерпретации рельефообразующих процессов, приведших к погребению позднемосковско-микулинских эрозионных врезов так, как это трактуется в вышеназванных публикациях. Как геоморфолог, смею утверждать, что делювиальные процессы (сами по себе и в совокупности с пролювиальными) не могут привести к такому выравниванию рельефа, как это показано на рис. 13, т. е. полному погребению существующих эрозионных форм, и, как следствие,

пространственному несовпадению тальвегов водотоков погребенных и тальвегов водотоков последующих эрозионных врезов. Такое выравнивание возможно лишь в результате вязко-текучей, в совокупности с жидко-текучей, консистенцией грунтов, т.е. Сползания (течения) грунтов с плакоров по существовавшим эрозионным врезам. Только так можно объяснить полное погребение верхних звеньев эрозионной сети (вплоть до формирования инверсионного рельефа по отношению к тальвегам погребенных форм), небольшую мощность четвертичных отложений на плакорах Среднерусской возвышенности (а в ряде мест выхода на поверхность коренных отложений), отсутствие в разрезах междуречий погребенных почв, наблюдаемых в палеоврезах.

Позволю высказать некоторые соображения о физико-географической обстановке в эпохи МИС 5d-a. Это было время резких изменений климатических условий, что хорошо иллюстрирует изотопно-кислородная шкала (см. рис. 14) и серия погребенных почв в палеоврезах. На мой взгляд, это время было временем и значительного атмосферного увлажнения, что способствовало не только интенсификации солифлюкционных процессов в условиях существования постоянной мерзлоты или глубокого сезонного промерзания грунтов, но и существенному увеличению поверхностного стока, следствием которого было довольно высокое стояние уровня Каспийского моря (гирканская трансгрессия).

Несколько слов о возрасте почв, наблюдаемых в палеоврезах. Выше был приведен радиоуглеродный возраст александровской и брянской почв по С.А. Сычевой [2012]. Обоснования возраста более древних погребенных почв не приводится. Просто каждая из них сопоставляется с соответствующим потеплением, фиксируемым на кривой морской изотопно-кислородной шкалы: стрелецкая – с МИС 5a, кукуевская – с МИС 5c, рышковская – с МИС 5e, что, в принципе, вполне логично. Не вызывает сомнения возраст только рышковского (салынского) педокомплекса, признаваемого многими исследователями. Что касается возраста кукуевской и стрелецкой почв, то тут не все так однозначно. В некоторых источниках приводятся TL датировки отложений, залегающих между салынской и кукуевской почвами – 81 и 78 т.л.н., что соответствует эпохе МИС 5a, т.е. не согласуется с приведенным выше возрастом кукуевской почвы.

Очень мало данных о палеогеографической обстановке в эпоху МИС 3. Нет достоверных сведений о существовании (или отсутствии) в это время оледенения на севере ВЕР. Судя по [Величко и др., 2009; Величко и др., 2013], оледенения не было, отмечаются лишь 2 эпохи похолодания и 3 эпохи потепления. Для лессовых районов ВЕР это время характеризуется наличием брянской почвы и «чередованием почвенных уровней (каких?, Р.Г.) с лессовыми слоями». По С.А. Сычевой и др. [2013] это время отмечено только брянской почвой. Мало сведений о физико-географической обстановке средневалдайской эпохи в таких солидных работах, как [Беляев и др., 2008; Сычева, 2012], в том числе и в одной из последних работ С.А. Сычевой [Sycheva, 2016], посвященной генезису и истории формирования брянской палеопочвы, Приходится констатировать, что из палеогеографического анализа выпал громадный (35 тыс. лет, а с учетом МИС 4 – 50 тыс.лет) отрезок времени, который характеризовался целым рядом крупных палеоклиматических флуктуаций, которые не могли не отразиться на палеособытиях внеледниковой части ВЕР.

Отсутствие достоверных сведений по физико-географической обстановке этого времени (и игнорирование физико-географических закономерностей) породило целый ряд дискуссионных вопросов по другим палеогеографическим проблемам верхнего звена неоплейстоцена. Я остановлюсь на одной из таких проблем (пожалуй, наиболее дискуссионной) – проблеме возраста позненеоплейстоценовых трансгрессий Каспийского моря и их соотношению с оледенениями ВЕР.

До недавнего времени поздненеоплейстоценовая история Каспия, основанная, главным образом, на данных малакофаунистического анализа, выглядела так: позднехазарская трансгрессия – ательская регрессия – раннехвалынская трансгрессия – енотаевская регрессиия – позднехвалынская трансгрессия. Практически всеми исследователями максимальной признается раннехвалынская трансгрессия, во время которой существовала связь Каспийского моря с Черным посредством Манычского пролива. В последнее время на основе материалов, полученных в результате буровых работ в Северном Каспии [Янина, 2012; Янина и др., 2014] и детального анализа геолого-геоморфологического строения дагестанского побережья Каспия [Рычагов. 2016] нашла подтверждение высказанная ранее Г.И. Горецким [1957] и Г.И. Поповым [1967] точка зрения о существовании в позднем плейстоцене гирканской трансгрессии Каспия во временном интервале между позднехазарской и раннехвалынской трансгрессиями.

Не буду комментировать то, что не все исследователи согласны с выделением гирканского этапа в истории Каспия. Некоторые отрицают самостоятельность позднехвалынской и новокаспийской трансгрессий, считая их «всплесками» на общем фоне регрессии раннехвалынского морского бассейна. Существуют точки зрения о связи Каспия

с Понтом в позднехвалынское время (и даже в голоцене!), хотя никаких геоморфологических (как, впрочем, и геологических) свидетельств такой связи нет [Рычагов. 2014]. Неоднозначны мнения исследователей о глубине падения уровня Каспийского моря в ательскую и енотаевскую регрессивные эпохи, о генезисе, мощности и пространственном распространении ательских осадков, что, на мой взгляд, обусловлено отсутствием достоверных сведений о физико-географической обстановке в эпохи МИС 4-МИС 3 (о чем речь шла выше), к которым ряд исследователей относят ательскую регрессию (см. рис. 14)). Есть и другие различия во взглядах исследователей на поздненеоплейстоценовую историю Каспия.

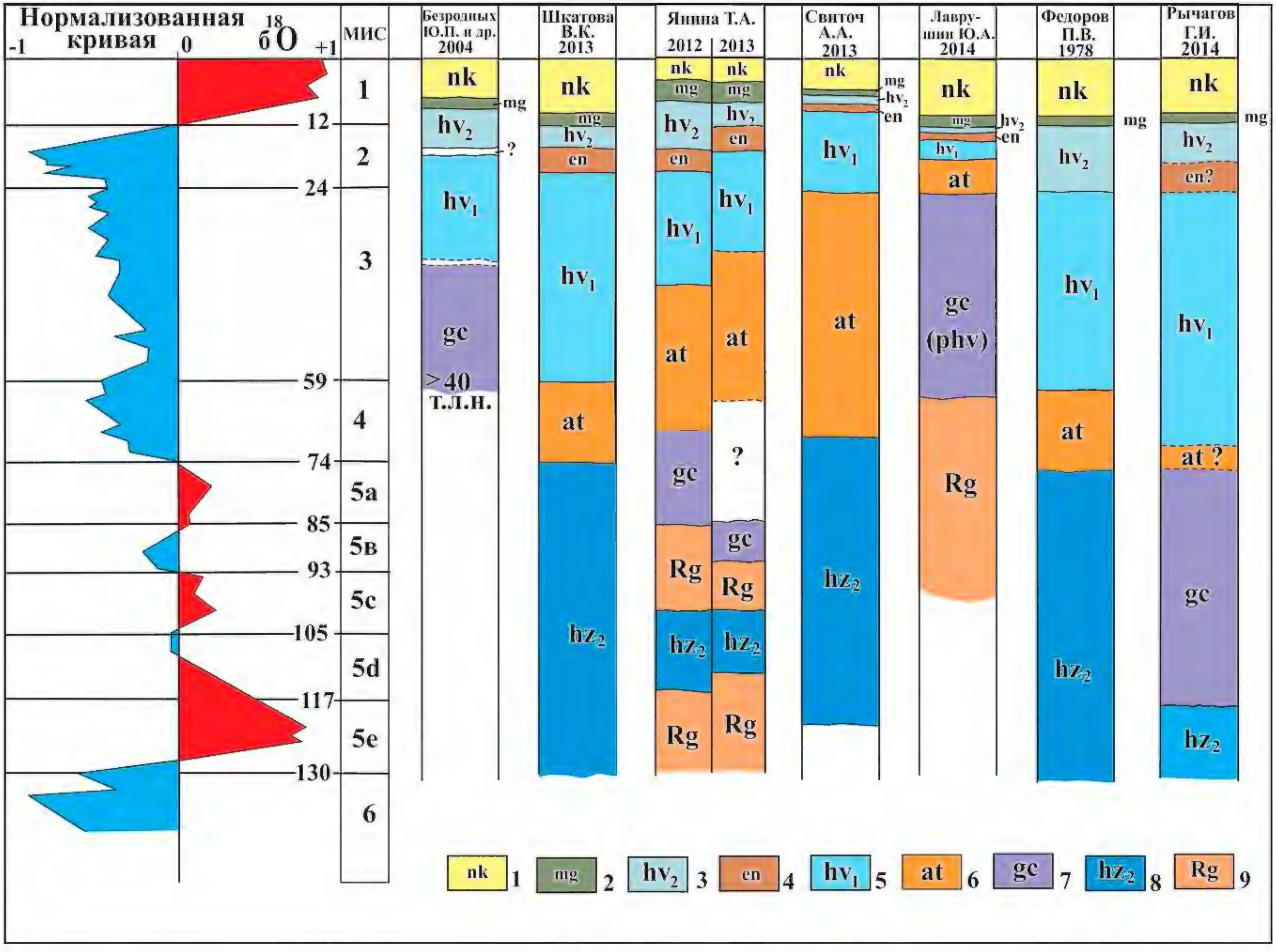
Особое место занимает проблема возраста поздненеоплейстоценовых каспийских трансгрессий и разделяющих их регрессий. Надо отметить, что более или менее однозначная точка зрения имеется только по возрасту позднехазарской трансгрессии (по данным разных методов она имела место в интервале времени от 130 до 75 т.л.н.) Все исследователи коррелируют позднехазарскую трансгрессию Каспия с карангатской трансгрессией Черного моря, микулинский возраст которой не вызывает сомнений. Разногласия касаются лишь связи позднехазарского бассейна с Понтом. О возрасте гирканской трансгрессии достоверных данных нет. Основываясь на существующих материалах, можно констатировать лишь то, что она не выходила за рамки МИС 5d-a и имела связь с Черным морем [Янина и др., 2014; Рычагов, 2016].

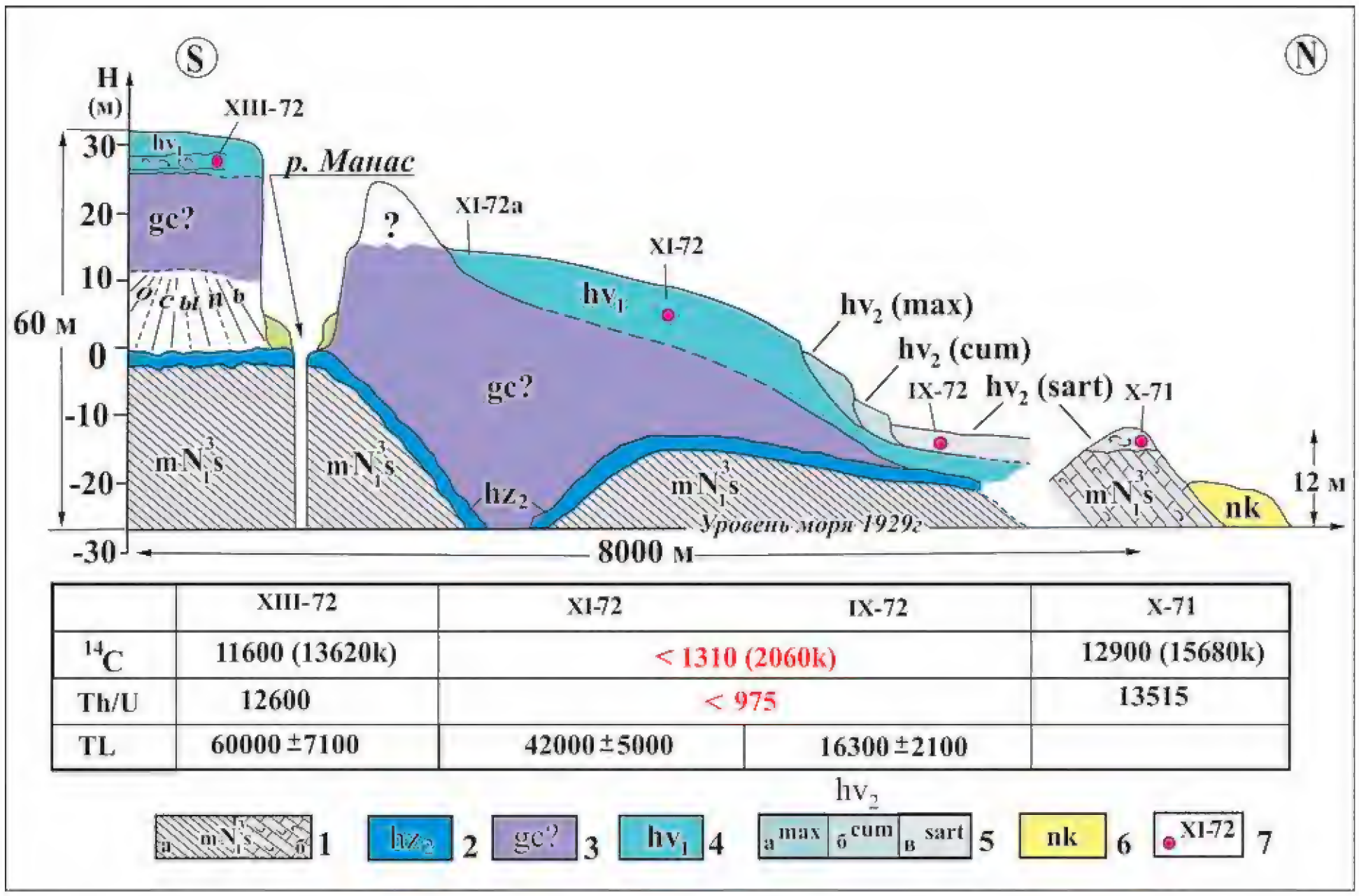
Наибольшие расхождения среди исследователей Каспия касаются возраста хвалынских трансгрессий, особенно раннехвалынской. Обусловлены они прежде всего тем, что предпочтение в определении возраста этих трансгрессий отдается методам «абсолютной» геохронологии, геолого-геоморфологические данные практически игнорируются. Мне уже приходилось писать об этом подробно в [Рычагов, 1997. Сс. 45–66, 187–192], а затем в [Рычагов, 2014]. Конкретные факты, приводимые в этих работах, свидетельствующие о длительности хвалынского этапа в истории Каспия, остались «не замеченными», так как объяснить их, исходя из существующих «абсолютных» датировок, невозможно.

Остановлюсь коротко на этой проблеме еще раз. В 1970-х гг. мною впервые была составлена хронологическая шкала каспийских трансгрессий, в основу которой были положены TL-датировки, хотя я располагал более многочисленными радиоуглеродными и уран-иониевыми датировками [Рычагов, 1997 с. 188]. В обоснование своей позиции я приводил такие данные: из имевшихся у меня к тому времени 38-ми нижнехвалынских и 34-х верхнехвалынских радиоуглеродных датировок, возраст их оказался практически равным: от 11000 до 15800 лет для нижнехвалынских отложений и от 9700 до 15500 лет для верхнехвалынских. По данным же уран-иониевого метода – нижнехвалынские отложения оказались почти на 3000 лет моложе верхнехвалынских отложений. Поэтому при составлении хронологической шкалы хвалынских трансгрессий предпочтение было отдано TL-датировкам. Этому способствовало и то, что если для нижнехвалынских отложений значения TL-дат значительно отличались от радиоуглеродных и уран-иониевых, то для верхнехвалынских они оказались сопоставимыми: ^{14}C – 13773, Th/U – 15861, TL – 16467 [Рычагов, 1997, с. 188], т.е. TL-даты более соответствовали палеогеографическим реконструкциям, основанным на геолого-геоморфологическом анализе истории развития рельефа Каспийского региона.

С тех пор мало что изменилось. В вышедшей в 2013 г. Статье Х.А. Арсланова и др. [2013], приведены данные о возрасте хвалынских отложений, из которых следует, что раннехвалынская трансгрессия всего на 900 лет древнее верхнехвалынской. В этой же статье приведены радиоуглеродные и уран-иониевые датировки нижне- и верхнехвалынских отложений из описанных мною ранее обнажений [Рычагов, 1997, сс.61-62, 74. рис. 23; 27] с дополнением калиброванных дат. Нижнехвалынские отложения, мощностью 5 м, слагают верхнюю часть отмершего клифа Каспийского моря в 750 м. к югу от устья р. Манас (рис. 15). Высота клифа около 60 м., абс. высота бровки клифа 32 м. Здесь вскрываются осадки, относящиеся к одной из ранних стадий раннехвалынской трансгрессии. Радиоуглеродный возраст раковин *Didacna parallella* (из слоя 2) – 11600 лет, калиброванный по [Арсланов и др., 2013] – 13620. Согласно данным уран-иониевого метода средний возраст этих раковин (по внешней и внутренней фракциям) – 12600 лет. Образец верхнехвалынской фауны (*Didacna praetrigonoides)* взят из берегового вала одной из

Рис. 14. Схема соотношения трансгрессивно-регрессивных этапов Каспийского моря со стадиями морской изотопно-кислородной шкалы, по взглядам разных исследователей. Условные обозначения: 1 – новокаспийские, 2 – мангышлакские, 3 – верхнехвалынские, 4 – енотаевские, 5 – нижнехвалынские, 6 – ательские, 7 – гирканские, 8 – верхнехазарские отложения, 9 – безымянные регрессивные эпохи.


Нормализованная кривая
-1
0
δ18O
+1
МИС
1
2
24
3
59
4
74
5a
85
5в
93
5c
105
5d
117
5e
130
6
Безродных Ю.П. и др. 2004
Шкатова В.К. 2013
Янина Т.А. 2012
2013
Свиточ А.А. 2013
Лавру-шин Ю.А. 2014
Федоров П.В. 1978
Рычагов Г.И. 2014
nk
mg
hv2
hv1
en
at
gc
Rg
hz2
?
>40
Т.Л.Н.
(phv)
at ?
en?
1
2
3
4
5
6
7
8
9



	XIII-72	XI-72	IX-72	X-71
^{14}C	11600 (13620k)	< 1310 (2060k)		12900 (15680k)
Th/U	12600	< 975		13515
TL	60000 ±7100	42000 ±5000	16300 ±2100	

Рис. 15. Геолого-геоморфологический профиль отмершего клифа Каспийского моря от устья р. Манас до мыса Турали (горизонтальный масштаб условный)

1 – дислоцированные сарматские отложения: а) глины; б) известняки-ракушечники; 2 – верхнехазарские конгломераты; 3 – гирканские отложения; 4 – нижнехвалынские отложения; 5 – верхнехвалынские отложения: а) максимальной стадии, б) кумской стадии, в) сартасской стадии; 6 – новокаспийские отложения; 7 – пункты отбора образцов. В таблице – возраст хвалынских отложений по ^{14}C, Th/U и TL методам [Рычагов, 1997], в скобках – калиброванные даты [Арсланов и др., 2013]. Красными цифрами в средней части таблицы показано несоответствие возраста нижне- и верхнехвалынских отложений по данным «абсолютной» геохронологии.

последних стадий позднехвалынской трансгрессии (сартасской). Абсолютная высота вала –11, -12 м. Средний радиоуглеродный возраст раковин (по внешней и внутренней фракциям) – 12910, калиброванный по [Арсланов и др. 2013] – 15680. Средний уран-иониевый возраст этого образца (по двум фракциям) – 13575. Из приведенных данных следует, что одна из **ранних стадий раннехвалынской трансгрессии моложе одной из последних стадий позднехвалынской на сотни и даже тысячи лет :** на 975 лет по уран-иониевому методу и на 1310 лет по радиоуглеродному (по калиброванным данным – на 2060 лет (рис. 15). На мой взгляд, «достоверность» приведенных данных о возрасте нижнехвалынских отложений не требует комментариев, так как они не соответствуют основному принципу стратиграфии – **принципу Н. Стенона.** Что касается верхнехвалынских отложений, то, как было сказано выше, их возраст сопоставим по разным методам абсолютной геохронологии. Располагая TL датировками для разных стадий позднехвалынской трансгрессии, я составил схему соотношения колебаний уровня Каспия в эпоху позднехвалынской трансгрессии с деградацией последнего (осташковского) оледенения [Рычагов, 1997. С. 260, рис. 43]. На мой взгляд, получилась достаточно убедительная картина сопоставимости событий, имевших место на севере и юге ВЕР (рис. 16).

Я уделил довольно большое внимание возрасту хвалынских отложений по следующим причинам.

Радиоуглеродные и уран-иониевые датировки возраста этих отложений не согласуются с геолого-геоморфологическими данными, о чем упоминалось выше. Согласно А.А. Свиточу [2011], одна из последних стадий раннехвалынской трансгрессии с уровнем моря около 0 м абс. имела место в предбореальную эпоху голоцена (около 9500

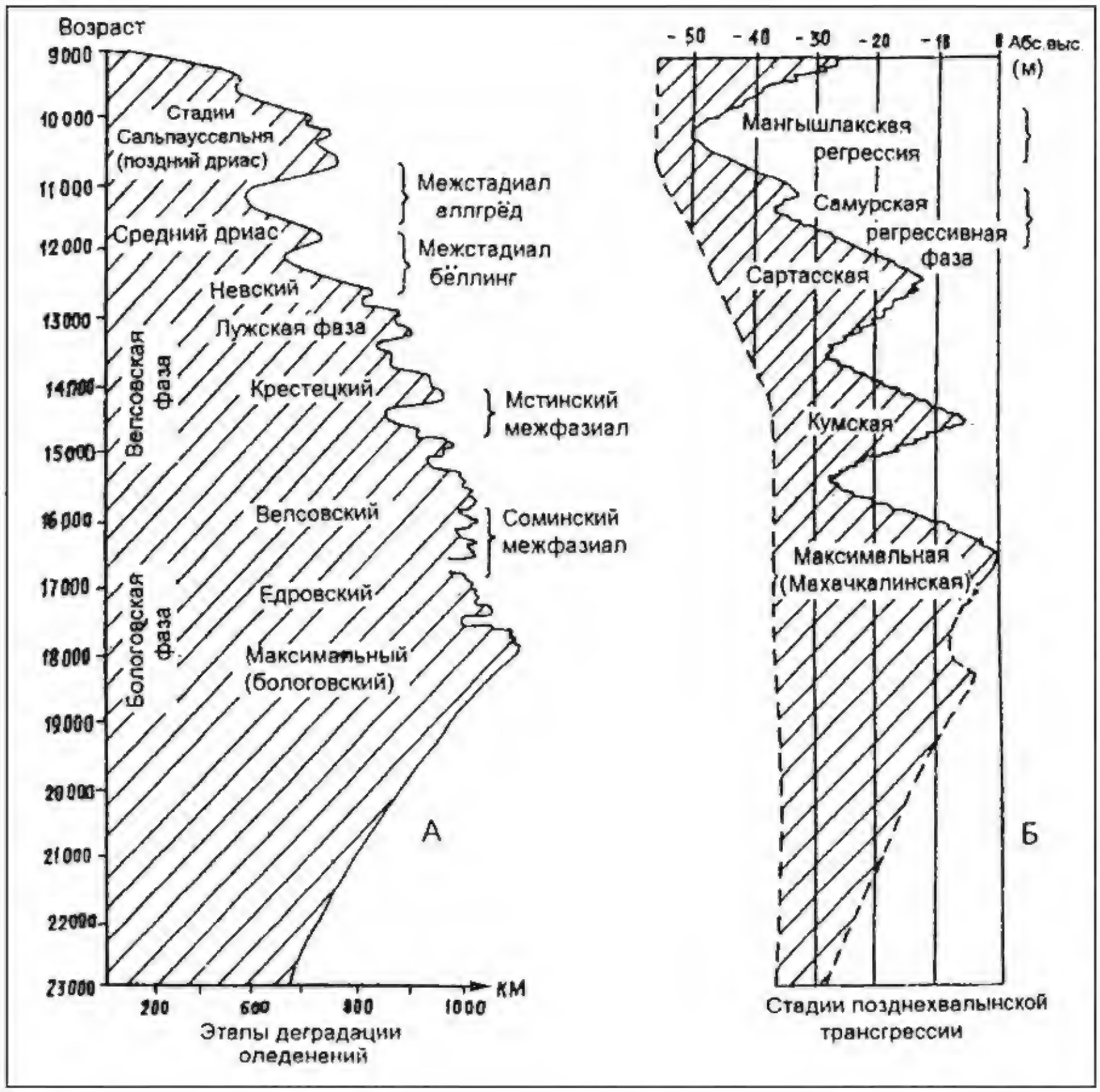


Рис. 16. Схема соотношения деградации валдайского оледенения (А), с колебаниями уровня Каспийского моря (Б) в эпоху позднехвалынской трансгрессии [Рычагов, 1997].

л.н.), а максимум позднехвалынской трансгрессии (абс. высота уровня около 0 м) – около 8000 л.н. По данным [Безродных и др., 2004; Янина, 2012], осадки с возрастом около 10000 лет отнесены к мангышлакской регрессии Каспия, а в статье Х.А. Арсланова и др.[2013] констатируется, что возраст «…поздне-хвалынских отложений находится в пределах от 11340 до 12650 лет» (с. 34). Хочу отметить, что при отметке уровня Каспия около 0 м абс. [Свиточ, 2011], в долине Волги должен был бы образоваться ингрессионный залив с вершиной около г. Камышина. Однако ни морских, ни лагунных отложений в строении Волго-Ахтубинская поймы (от Волгограда до Астрахани) нет. Пойма эта была сформирована в разные этапы новокаспийской трансгрессии [Нижняя Волга, 2002] и сложена исключительно аллювиальными осадками голоценового возраста, нижняя часть которых на глубине от 4,5 до 5,0 м, по данным Н.С. Болиховской [1992], имеет возраст от 8,5 до 9,5 т.л.н. (Детальнее о голоценовом этапе в истории Каспийского моря см. [Rychagov, 2015]).

Радиометрические данные о возрасте хвалынских отложений лежат в основе корреляционных схем соотношения хвалынских трансгрессий с оледенениями северной части ВЕР. Эта проблема была достаточно подробно рассмотрена мной в монографии [Рычагов, 1997], где было сказано:

«В этой проблеме можно выделить два аспекта. Первый – это соотношение конкретных каспийских трансгрессий с конкретными оледенениями, второй – соотношение отдельных этапов развития каспийских трансгрессий с этапами развития того или иного оледенения» (с. 129).Что касается первого аспекта, то, используя разработанную мной хронологическую шкалу каспийских трансгрессий и имевшиеся к тому времени данные по абсолютному возрасту поздненеоплейстоценовых оледенений, я сопоставил раннехвалынскую трансгрессию с ранневалдайским (калининским) оледенением, а позднехвалынскую – с поздневалдайским (осташковским). Эта точка зрения была основана на **общегеографическом анализе развития природной среды:** оба события – чередование ледниковых и межледниковых эпох на севере ВЕР и трансгрессий и регрессий Каспийского моря в её южной части – есть следствие **единого процесса – глобального изменения климата.** Что же касается соотношения развития каспийских трансгрессий с оледенениями северной части ВЕР, то на основе имевшихся у меня материалов по истории Каспия я выразил полное согласие с точкой зрения Г.П. Калинина и др. [1966], что наиболее благоприятными условиями для развития каспийских трансгрессий было время «…когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники» (с. 745). Этой позиции я, как географ, придерживаюсь и сейчас. Данные, приведенные в статье Х.А. Арсланова и др. [2013] о возрасте хвалынских трансгрессий, соответствуют, по Н.В. Карпухиной [2013] лужской («15,7–14,7 Оа до н.в.») и более молодым стадиям деградировавшего поздневалдайского (осташковского) ледника, т.е. никакого влияния на объем стока Волги и, как следствие, на уровень Каспия талые воды этого ледника оказать не могли. По имеющимся данным последние эпохи деградации поздневалдайского оледенения (дриас-2 и дриас-3) в пределах ВЕР характеризовались климатом, не способствовавшим развитию каспийских трансгрессий. Вот что писал по этому поводу А.А. Величко в 1969 г.: в умеренном поясе (где расположен главный водосборный бассейн Каспия) «…создались крайне засушливые условия…из-за того, что максимально **разрослось морское оледенение»** (с. 22, выделено мной, так как этот феномен не фигурирует в работах последующих исследователей), т. е. условия не для подъема уровня моря, а, напротив, для его снижения, чем, на мой взгляд, и была обусловлена мангышлакская регрессия Каспийского моря. Исходя из сказанного выше и анализа имеющихся геолого-геоморфологических данных по истории развития Каспия, можно сделать два вывода: 1. Хвалынский этап – это сложный и длительный этап в его истории, охватывающий всю вторую половину верхнего звена неоплейстоцена. Он характеризуется двумя самостоятельными трансгрессиями – раннехвалынской и позднехвалынской, которые имели место в **доголоценовое** время. 2. Сведения о возрасте раннехвалынской трансгрессии, основанные на данных радиоуглеродного и уран-ториевого методов датирования нижнехвалынских отложений из разрезов на суше, не соответствуют событиям, установленным с использованием более надежного для этого отрезка времени метода – геоморфологического анализа истории развития рельефа [Рычагов. 2014]. (Существующее различие точек зрения на палеогеографию Каспийского моря в эпоху верхнего звена неоплейстоцена наглядно иллюстрирует рис. 14).

В заключение подчеркну: 1. Существующее множество не согласующихся или мало согласующихся друг с другом стратиграфо-палеогеографических схем обусловлено тем, что при их составлении не учитывались совсем или мало учитывались общегеографические закономерности развития природной среды. 2. В последнее время основное внимание при палеореконструкциях уделяется методу «абсолютной» геохронологии, в ущерб геолого-геоморфологическому-анализу истории развития той или иной территории. В публикациях (даже в солидных статьях) практически исчезли описания конкретных разрезов (скважин), полноценные, составленные по всем правилам, геолого-геоморфологические профили, без чего судить о репрезентативности выводов, полученных с применением методов «абсолютной» геохронологии, в целом ряде случаев, практически невозможно. 3. Считаю, что с учетом двух предыдущих пунктов, было бы полезно сопоставлять результаты реконструируемых палеособытий неоплейстоцена, полученных с помощью тех или иных методов, с кривой морской изотопно–кислородной шкалы, являющейся, хотя и не идеальным, но все-таки интегральным показателем глобального изменения природной среды, чтобы дать возможность читателю оценить правомерность полученных авторами выводов.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М. , Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997. 83с.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М. Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплей-

стоцена и голоцена на северо-востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

*Антонов С.*И., *Малаева Е.М. , Рычагов Г.И., Судакова Н.Г.* Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т.8. № 3. С. 100–112.

Арсланов Х.А., Свиточ А.А., Чепалыга А.Л., Янина Т.А., Максимов Ф.Е., Чернов С.Б., Тертычный Н.И., Старикова А.А. О возрасте хвалынских отложений каспийского региона по данным датирования раковин моллюсков ^{14}C и $^{230}TH/^{234}U$ методами // VIII Всерос. Совещ. по изуч. четвертичного периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 34–36.

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М. , ПарунинО.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004. Том 12, № 1. С.114–124.

Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М. , Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего – позднем плейстоцене // Геоморфология, 2008. № 1. С. 43–55.

*Бирюков И.*П., *Фаустова М. А., Шик С.М.* // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 31–36.

Болиховская Н.С. Палиноиндикация изменения ландшафтов Нижнего Поволжья в последние десять тысяч лет. // Вопросы геологии и геоморфологии Каспийского моря. М: «Наука». 1990. С. 52–68.

Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Плейстоцен Терско-Кумской низменности: стратиграфия лессово-почвенной формации, ландшафтно-климатические сукцессии межледниковых и ледниковых/перигляциальных этапов. // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: 2015. С. 29–32.

*Величко А.*А. Природные этапы плейстоцена Северного полушария. Автореф. докт. диссерт. М.: 1969. 70 с.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М. А. Подходы к реконструции оледенений среднего плейстоцена. // Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. С. 143–149.

Величко А.А., Фаустова М. А. Атлас-монография: «Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария». М.: ГЕОС, 2009. С. 32–41.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М. А. Проблемы периодизации и корреляции ледниковых и перигляциальных этапов квартера Восточной Европы. // VIII Всерос. Совещ. по изуч. четвертичн. периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 102–104.

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.

Горецкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. 1957. № 6. С. 3–5.

Дубровo И.А. Фаунистические комплексы крупных млекопитающих плейстоцена Центральной России. // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 68–76.

Евзеров В.Я. Оледенения и морские трансгрессии на северо-западе России в последние 140 тысяч лет. // Геоморфология, 2014. № 3. С. 51–62.

Калинин Г.П, *Марков К.К., Суетова И.А.* Колебания уровня водоемов Земли в новейшем геологическом прошлом. Статья 1. // Океанология, 1966. Т.6, вып.5. С. 737–746.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего плейстоцена) России. // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Карпухина Н. В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа Чудско-Псковской низменности. Автореф. канд. дисс. М.: 2013. 26 с.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Ю.А., Тудрин А., Шали.Ф., Антипов М. П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий: гидрологические события позднего квартера. // Бюлл. комис. по изучению четвертичн. периода. 2014. Вып. 73. С. 19–51.

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии. // Новейшая тектоника, новейшие отложения, человек. М.: Изд-во Моск. ун-т,1982. С. 86–101.

Макарова Н.В., Макаров В.И. Дискуссионные вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. // Бюлл. комис. по изуч. четвертичн. пер. М.: ГЕОС, 2004. С. 64–75.

Москвитин А.И. Следы пяти оледенений и межледниковий в Москве. // БМОИП, отд. геолог., 1964. Вып. 5. С. 101–111.

Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. 160 с. (Опорный корреляционный профиль VI. В.Б.Козлов, С.М. Шик. С. 55–63).

Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода. 1967. Т. 33. С. 77–86.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. М.: 2008. Изд-во геогр. ф-та Моск. ун-та. 165 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: 1997. 268 с.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. Ледниковая ритмика среднего плейстоцена центра Русской равнины. (по материалам Сатинского страторайона). // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, геогр. 2007. № 4. С. 15–22.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. О леднковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины. // Вестн. Моск. ун-та.Сер.5, геогр., 2012. № 1. С. 36–44.

Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, геогр., 2014. № 4. С. 3–9.

Рычагов Г.И. Гирканский этап в истории Каспийского моря. // Геоморфология. 2016. № 1. С. 3–17.

Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ. // Вестн. Моск. ун-та. Сер 5, геогр. 2011. № 2. С. 28–37.

Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья. // В книге: Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. 209 с.

Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Палеогеографические реконструкции ледниковых морфолитоструктур Подмосковья с использованием космической информации. // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. ГЕОС. 2015. № 74. С. 76–89.

Сычева С.А. Погребенный микулинско-валдайский рельеф и развитие междуречий среднерусской возвышенности в позднем неоплейстоцене. // Геоморфология, 2007. № 1. С. 88–105.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене. // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI, № 4. С. 45–56.

*Сычева С.*А., *Ковда И.В., Семенов В.В., Шоркунов И.Г., Пушкина П.Р.* Почвенно-лессовая стратиграфия Среднерусской возвышенности (от эоплейстоцена до голоцена) по данным изучения разреза Новопоселковский карьер (Курск). // VIII Всерос.совещ. по изуч. четверт. периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 617–619.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.

Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России. // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС, 2004. С. 102–114.

Шик С.М. Горизонты неоплейстоцена центра Европейской России: сопоставление со ступенями общей стратиграфической шкалы, стратотипы и гипостратотипы. // VIII Всерос. Совещ. по изуч. четверт. периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» Ростов на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013_1. С. 52–54.

Шик С.М. Послелихвинские межледниковья среднего неоплейстоцена Восточо-Европейской равнины. // VIII Всерос. Совещ. по изуч. четверт. периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013_2. С. 699–701.

Шкатова В.К. Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез «квартера России». // VIII Всерос. Совещ. по изуч. четверт. периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 702–704.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. Изд. геогр. ф-та МГУ, 2012. 264 с.

Янина Т.А., Сорокин В.М. , Безродных В.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. геогр., 2014. № 3. С. 3–9.

Rychagov G.I. Holocene period in the histori of Caspian Sea. // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2015. №1. P. 84–99. Azerbaiyan. Baku.

Sycheva S., Khokhlova O. Genesis, ^{14}C age, and duration of development of the Bryansk paleosol on the Central Russian Upland based on dating of different materials. // Quaternery International 399. (2016). P. 111–121.

G.I. Rychagov

GEOGRAPHICAL APPROACH TO THE RECONSTRUCTION OF PALAEOGEOGRAPHICAL EVENTS

In spite of numerous published palaeogeographic schemes of the Neopleistocene in the East European Plain, much is still unclear, insufficiently grounded or debatable. This is due to the underestimation of general geographic consideration in the process of interpretation of palaeogeographic events as well as due to the excessive confidence to the «absolute geochronology» data that, unfortunately, are not absolute yet. Analysis of palaeogeographic events have already almost lost one of the most important methods – the geomorphological analysis (analysis of landscape morphology), which, compared to other techniques, has the advantage of continuity and substantial materiality. The paper provides examples of discrepancies between the results followed from the «absolute geochronology» and that obtained by geological-geomorphological analysis.

Keywords: geomorphological techniques, «absolute age», reconstruction, palaeogeographic events

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75, 2017 г.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОХРАНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГИДРАТОВ МЕТАНА НА АРКТИЧЕСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

Геологический институт РАН, Москва drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

Рассмотрены природные условия образования и сохранения залежей и реликтовых газогидратов на севере Западной Сибири, на севере Аляски и в дельте реки Маккензи. Основным фактором, определяющим образование и эволюцию скоплений клатратной формы метана, является природный режим квартера: гляциальный или перигляциальный. Локальные тектонические условия отвечают за сохранение толщ, содержащих гидраты метана.

Ключевые слова: гидраты метана, Арктика, квартер, гляциал, перигляциал, тектонические дислокации.

Введение

Пристальный интерес к формированию концентраций гидратов газа (ГГ) в арктическом регионе в последние десятилетия объясняется несколькими причинами: это – нетрадиционный источник углеводородов (континентальные газогидратные залежи открыты в России, США и Канаде); их разрушение оказывает влияние на изменение климата, а также приводит к катастрофам при освоении арктических областей. Гидраты газа состоят, главным образом, из метана термогенного или биогенного происхождения.

Следует отметить, что рассматриваемые в данной работе ГГ, относятся только к континентальным образованиям. В Мировом океане, во внутренних морях и глубоких озерах создаются условия, когда при избыточном давлении и относительно высоких температурах, обычно в областях континентального склона, континентального подножия и абиссальных равнинах, формируются значительные скопления клатратной формы природного газа.

В настоящее время в Арктике известны три области (север Западной Сибири, Северная Аляска и дельта реки Маккензи), в которых обнаружены значительные скопления гидратов (клатратов) природного газа (рис. 1). Все эти образования были сформированы в континентальных условиях и расположены в пределах гигантских нефтегазовых бассейнов. Все доказанные газогидратные залежи, Мессояхских месторождений, месторождений Эйлин и Тарн, и месторождений Таглу и Маллик, приурочены к продуктивным толщам.

Предполагается существование менее значительных скоплений гидратов газа в толщах многолетнемерзлых пород, покрывающих Бованенковское, Ямбургское, Уренгойское и Заполярное месторождения. Кроме того, есть свидетельства нахождения проявлений гидратов газа в устье реки Оленек, в Западной Якутии, в долине реки Большая Чукочья, на севере Чукотского п-ова [Якушев и др., 2003].

Арктические, континентальные, гидраты газа обязаны своим происхождением процессу, ярчайшее проявление которого связано с суровыми климатическими изменениями четвертичного периода, – формированию криолитозоны. Постепенное снижение температур, начавшееся в плиоцене, в квартере привело к развитию в регионе мощной толщи многолетнемерзлых пород. По наиболее достоверным данным, относящимся к поздневалдайскому времени, мощность субаэральной криолитозоны на европейском севере России достигала 700–800 м на равнинах и ≥1000 м в горах, а мощность субгляциальной криолитозоны не превышала 700 м. Мощность субаэральной криолитозоны была около 500 м в Западной Сибири. В средней части Сибири мощность многолетнемерз-

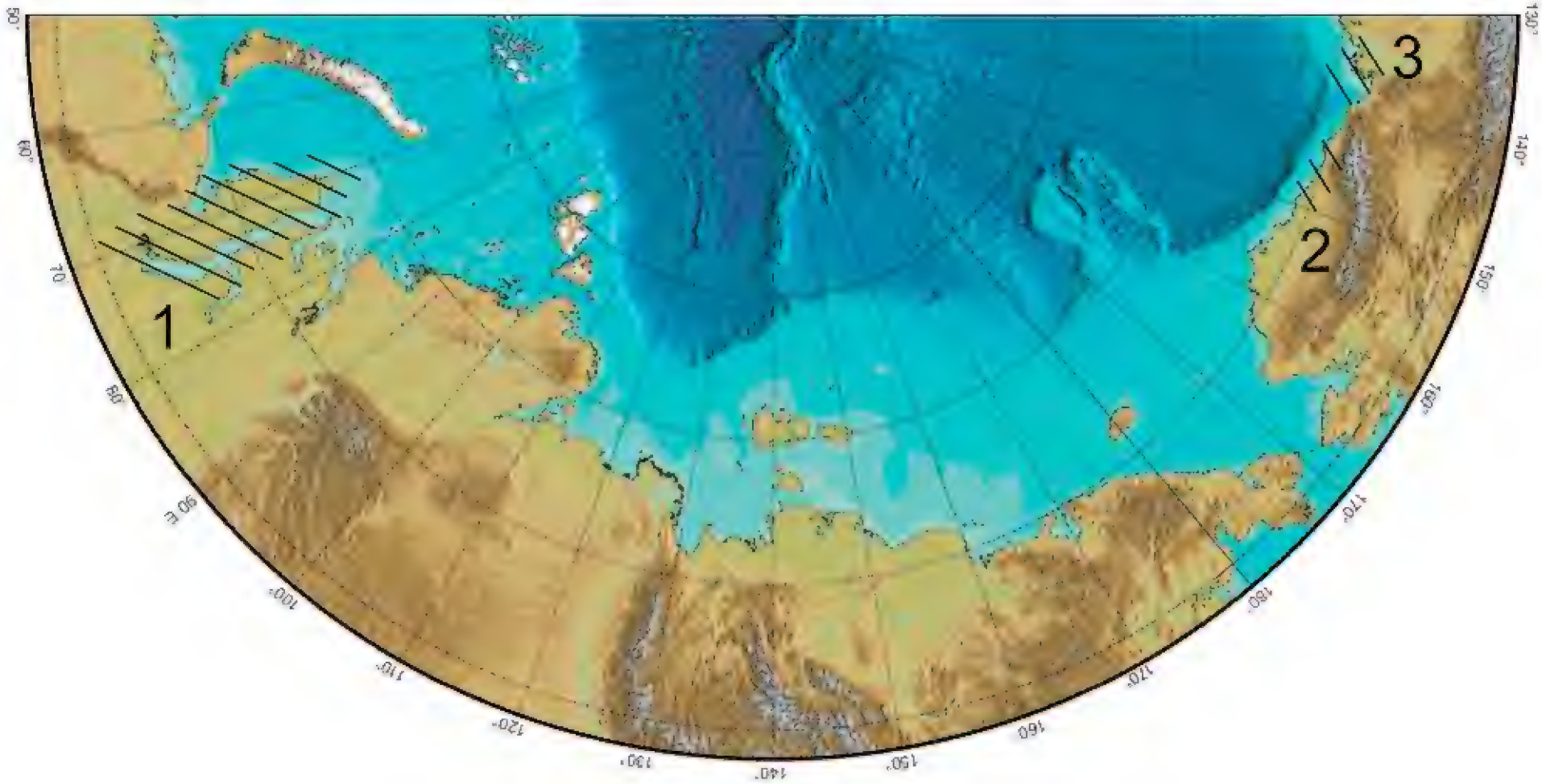


Рис. 1. Размещение известных залежей и скоплений гидратов метана.
1 – север Западной Сибири; 2 – побережье Аляски; 3 – дельта реки Маккензи

лых пород в субаэральных условиях составляла 800–700 м, в горах – 1200–200м, под ледниками – 700–1000 м. В Восточной Сибири мощность субаэральной криолитозоны изменялась от 1200 м до 2000 м, субгляциальной колебалась около 300 м [Шполянская, 2015].

Залежи гидратов, связанные с продуктивными толщами, располагаются в пределах зоны стабильности их клатратной формы (ЗСГ). ЗСГ – это интервал в разрезе земной коры, где термобарический и геохимический режимы удовлетворяют условиям устойчивого существования ГГ. ЗСГ обычно пропорциональна мощности криолитозоны [Якушев и др., 2003]. В полярных областях ЗСГ, обусловленная как геологическими, так и термобарическими параметрами, располагается на глубинах 130–2000 м [Collett, Kruskaa,1999]. Скопления и проявления клатратной формы природного газа, обнаруженные в различных районах российской Арктики, приурочены к зоне их метастабильности в многолетнемерзлых породах: где они не могут образовываться, а сохраняются в законсервированном состоянии в масштабе геологического времени, при условии сохранения льда в разрезе. Эта часть разреза находится выше кровли современной ЗСГ. ГГ, находящиеся в зоне метастабильности, называются реликтовыми ГГ [Якушев и др., 2003]. В природе также встречаются незначительные аккумуляции клатратов метана. Они рассеяны в криолитозоне, но могут встречаться и вне ее. Такие ГГ называются проявлениями. Они могут спонтанно образовываться при необходимом соотношении термобарических условий и быстро исчезать при его изменении.

По косвенным данным предполагают присутствие ГГ в Вилюйском бассейне и крайнем севере Китая, и на Тибете [Zhao et al., 2012; Lu et al., 2009]

Для генезиса ГГ необходимы следующие условия: особое сочетание температуры и давления, достаточное количество газа (обычно метана) и воды, наличие коллектора и покрышек. Они могут образовываться внутри многолетнемерзлых пород и ниже их подошвы. Все эти условия наблюдаются в нефтегазоносных арктических бассейнах Западной Сибири, Северной Аляски, северо-запада Канады. Однако, газогидратоносные отложения распознаны только в единичных месторождениях или скважинах, и не часто встречаются реликтовые гидраты газа, находящиеся в зоне метастабильности. Часто поля распространения клатратов метана в шельфовых областях фиксируются сейсмическим профилированием по присутствию псевдо-донного рефлектора (BSR). BSR не является однозначным признаком континентальных ГГ, которые образовались в субаэральных условиях, в зонах развития многолетнемерзлых пород (ММП). Поэтому не стоит все результаты, полученные с помощью сейсмических исследований, считать доказательством широкого распростране-

ния континентальных ГГ в современных субаквальных условиях. Возникает вопрос с чем связана уникальность возникновения этих образований на фоне широкого распространения необходимых и достаточных условий для их формирования. Ответ, видимо, лежит в подробной характеристике природных условий каждой зоны, вмещающей газогидратоносные отложения

Природные характеристики залежей и скоплений гидратов метана

Тектоника

Для понимания условий происхождения и сохранения залежей и скоплений континентальных ГГ следует обратить внимание на тектоническую и географическую позиции регионов, связанных с этими образованиями. Помимо климатических и геологических (распространение ММП, наличие газа, воды, коллектора, покрышки) факторов, эволюция гидратосодержащих толщ находится под значительным воздействием тектонических процессов. Их можно разделить на тектонические, неотектонические и современные. Тектонические процессы в общих чертах формируют условиях для образования газовых гидратов, неотектонические определили возможности локализации этих образований в определенных структурах, и современные в большей степени отвечают за их сохранение.

Залежи, и скопления ГГ формируются при непосредственном участии различного масштаба и природы систем тектонических дислокаций. Как правило, месторождения, в которых присутствуют и залежи, и скопления ГГ, находятся под влиянием региональных зон тектонических дислокаций. Например, дельта реки Маккензи ограничена Эскимо Лейкс зоной тектонических нарушений. Для месторождений п-ова Ямал определяющее значение имеет Харасавейско-Каменный разлом. Для ГГ тектонические дислокации являются с одной стороны являются миграционными каналами, по которым свободный газ поступает с ЗСГ и переходит в клатратную форму, а с другой стороны они могут разрушать и залежи, и скопления.

Геологическая позиция всех известных континентальных залежей и скоплений клатратной формы природного газа принадлежит к пассивным континентальным окраинам. В докайнозойской истории развития этих структур особое место принадлежит процессам рифтообразования. В результате газогидратоносные толщи связаны с рифтогенными структурами, сформированными в мезозое. Естественно, эти удаленные друг от друга регионы имеют различную геодинамическую позицию: скопления ГГ севера Западной Сибири расположены в пределах одноименной плиты (Ямало-Гыданский блок, Надым-Тазовская впадина); на Аляске – в пределах микроконтинента Арктическая Аляска. Предполагается, что этот регион может находиться на начальной стадии субдукции [Hydman et al., 2005]. Месторождения, содержащие ГГ, размещаются в пределах вала Барроу и бассейна Колвилл. Дельта реки Маккензи расположена на границе Арктической Аляски и периферии Канадского кратона, в пределах складчато-надвигового пояса. Для этой области до сих пор остается дискуссионным вопрос: континентальная или океаническая кора расположена под ней [Dinkelman et al., 2008].

Неотектонический этап развития, параллельно с изменениями климатических условий в сторону похолодания, создал предпосылки необходимых и достаточных условий формирования гидратов газа в определенных структурах.

Под неотектоническим этапом, вслед за известными специалистами в этой области, подразумеваем олигоцен-четвертичное время [Николаев, 1962; Трифонов,1999].

Глобальными событиями, повлиявшими на создание природной обстановки вышеперечисленных регионов, несомненно, было падение уровня моря в позднем миоцене–раннем плиоцене (мессинский кризис) и продолжение усиление процесса похолодания, проявившегося в начале неотектонического этапа. Более того, в это время во многих регионах происходили и тектонические перестройки.

На севере Западной Сибири (в Ямало-Гыданском блоке и Надым-Тазовской впадине) распространены залежи и реликтовые ГГ. Горизонты с реликтовыми ГГ находятся в пределах газовых и газоконденсатных месторождений, но не связаны с продуктивными толщами. Эти горизонты относятся к четвертичным образованиям и содержат метан биогенного происхождения.

Неотектонические процессы в значительной мере повлияли на строение Ямало-Гыданского блока и Надым-Тазовской впадины. Общая тенденция для Западной Сибири – восходящая направленность тектонических движений, сопровождаемая неоднократным чередованием поднятий и опусканий. Наиболее интенсивные поднятия имели место в позднем миоцене и среднем плиоцене. Ямало-Гыданский блок испытал общее поднятие на 100–200 м при большой контрастности движений [Неотектоника..., 2000]. Преобладают два структурных направления: северо-западное и северо-восточное, что находит отражение в рельефе и в ориентации локальных структур. Гидросеть, крупные и мелкие речные долины, цепочки озерных впадин, многие водоразделы, береговые

линии Обской и Тазовской губ являются выражением линеаментов на дневной поверхности. Это свидетельствует о контроле современных денудационных и аккумулятивных процессов блоковой тектоникой [Самохин, 2011]. Суммарные амплитуды в Надым –Тазовской впадине колеблются от -50 ÷ -70 м до 200–300м. [Гуськов, Беляев, 2009].

Содержащие ГГ толщи расположены в границах положительных структур: Мессояхской ступени, Нурминского мегавала, Ямбургско-Уренгойского выступа.

В результате коллизии Тазовского и Гыданского геоблоков предположительно в позднеюрское время с последующей активизацией движений в неотектонический период сформировался Мессояхский порог (гряда), состоящий из кулисообразно сочленяющихся Усть-Портовского, Нижнемессояхского мегавалов, которые территориально расположены как на суше Гыданского и Тазовского п-овов, так и в акватории Обско-Тазовского мелководья [Извеков, 2015]. В неоген-четвертичное время в районе Среднемессояхского вала, в его сводовой части, образовались горст-грабеновые структуры [Харахинов и др., 2013] К этой структуре приурочены залежи ГГ, единственные известные в продуктивной толще Западной Сибири.

Месторождения, относящиеся к структурам горизонтального сдвига, имеют сложное блоковое строение [Тимурзиев, Гогоненков, 2012]. На основании исследований, проведенных в последние годы, установлено, что на севере Западной Сибири имеют большое распространение сбросы, связанные со сдвигами фундамента, которые имели место в среднем миоцене–квартере. Они пронизывают весь чехол, вплоть до дневной поверхности.

Предполагается существование реликтовых ГГ в четвертичных отложениях нескольких месторождениях севера Западной Сибири. Бованенковское газоконденсатное месторождение находится в пределах Нейтинского мегапрогиба и Нурминского мегавала (локальное поднятие). На средне-поздненеоплейстоценовом этапе развития территория испытывала устойчивые прогибания [Строение…, 2007]. Здесь выделены активные разломные зоны со скоростью смещения 5–7 мм/год. Возможны землетрясения с M≤5 [Кузьмин и др., 2010]. Ямбургское нефтегазоконденсатное месторождение расположено на Ямбургском мегавале, в куполовидном поднятии. Заполярное нефтегазоконденсатное находится в пределах Тазовского свода Пур-Тазовской синеклизы. Уренгойское газовое месторождение расположено на Уренгойском мегавале, в серии локальных поднятий.

По карте средних скоростей вертикальных движений земной коры с 17 тыс. лет назад [Баранская, 2015] для данного региона (рис. 2) можно определить, что все эти скопления ГГ, включая и Мессояхские залежи, в постгляциальную эпоху испытывают поднятие. Для п-ова Ямал эта скорость составляет 1,1–2,0 мм/год, для п-ов Тазовский и Гыдан – 2,1–3,0 мм/год. Учитывая блоковое строение литосферы и действие тектонических дислокаций, следует отметить, что возможны отклонения от этой общей тенденции для отдельных скоплений.

На северном побережье Аляски от мыса Барроу до залива Прудхо пробурено несколько скважин, где установлено присутствие ГГ. Толщи, содержащие ГГ обнаружены в месторождениях Купарук Ривер, Милн Поинт и Прудхо Бей. ГГ образовались из термогенного и биогенного метана.

Тектоническую ситуацию на севере Аляски с конца мезозоя до современности определяет продвижение складчато-надвигового пояса хребта Брукса в северо-восточном направлении. По строению осадочной толщи устанавливается, что северная часть Аляски испытывает наклон на северо-восток с эоцена до настоящего времени. Выявлены горизонтальные движения 0.1–1мм/год. [Carmen, Hardwick, 1983; Mazzotti et al., 2008]. Современные активные деформации проявляются в развитии антиклиналей в северо-восточной части прилегающего шельфа [Coakley, Watts, 1991].

В кайнозое режим растяжения (позднемезозойский рифтогенез) сменяется на режим сжатия (формирование складчато-надвигового пояса) [Dinkelman et al., 2008].

Неотектоническая активность в районе дельты реки Маккензи проявилась в позднем миоцене, одновременно с мессинским кризисом. В позднем миоцене в дельте реки Маккензи произошла реактивация юрско-меловых рифтовых дислокаций и палеоцен-раннеэоценовых структур складчато-надвигового пояса [Lane, 2002]. В основании мощной толщей осадков дельты развиты листрические разломы восточного и северо-восточного направления. Современный этап развития данной территории определяется как состояние относительного покоя, которое характеризуется незначительными деформациями в голоцене и в настоящее время, малоамплитудными землетрясениями (не более 5 баллов). Предполагается продвижение складчато-надвигового пояса в северном направлении со скоростью 5 мм/год [Hydman et al., 2005]. Вертикальные движения дельтовой области имеют отрицательный знак [Bostrom, 1967]. ГГ концентрируются в сводовой части антиклинали Маллик.

Следует отметить, что в и западной, и в восточной частях моря Бофорта ГГ распространены и на акватории шельфа, что подтверждается данными бурения [Collett et al., 2011].

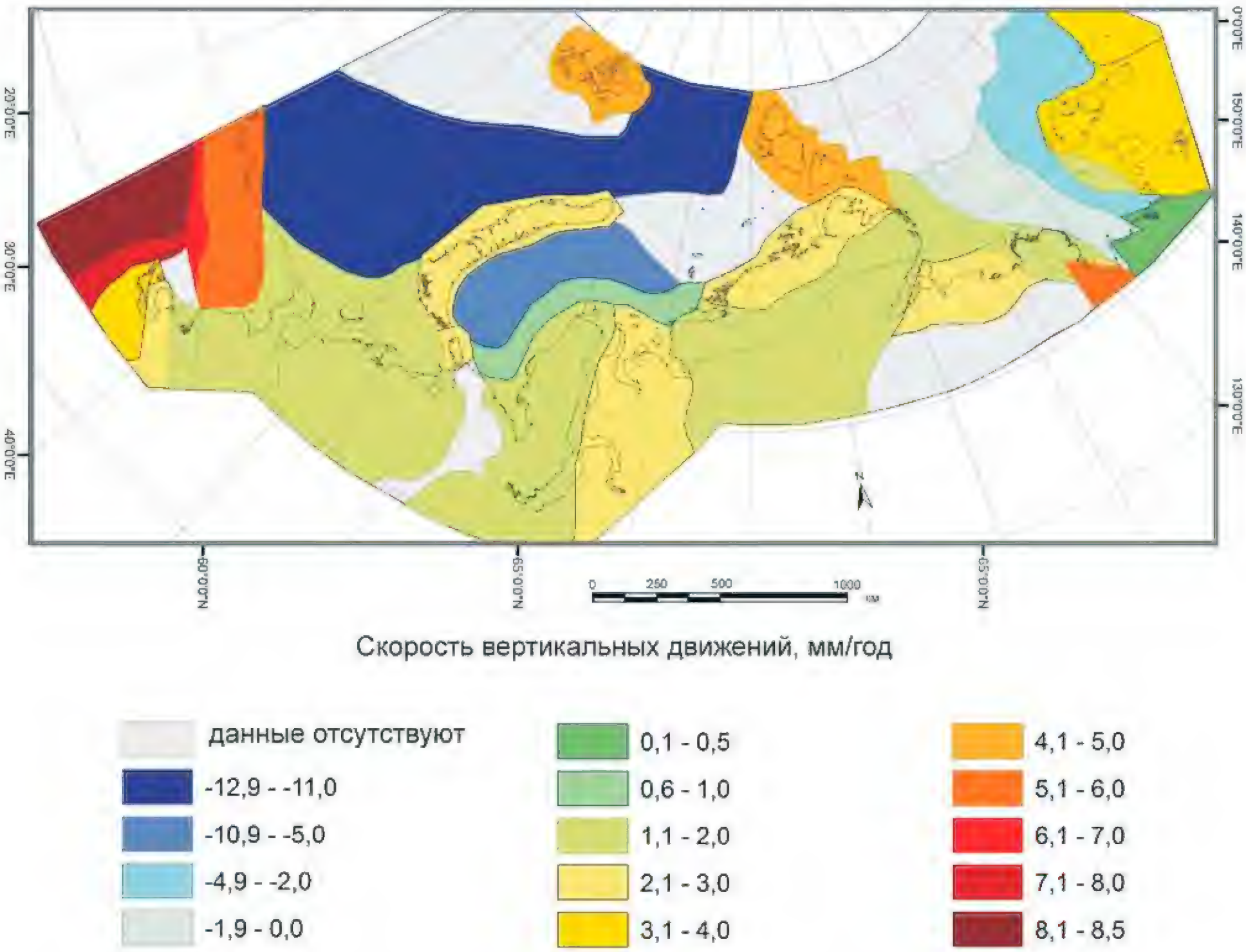


Рис. 2. Карта средних скоростей вертикальных движений земной коры с 17 тыс. лет назад (с возможными минимальными наложенными отклонениями абсолютного уровня моря в Арктике от общемирового [Баранская, 2015]

Природные обстановки квартера и скопления ГГ

Характерной особенностью природных условий квартера является смена теплых и холодных эпох. В холодные эпохи в зависимости от атмосферной циркуляции (тепло-влаго-переноса) устанавливались ледниковые или перигляциальные обстановки. ГГ образуются и в перигляциальных и в субгляциальных условиях. Доминирующим условием становятся низкие температуры. Появление первых признаков оледенения и криолитозоны происходило 2,5–2,4 млн. лет назад [Лаврушин, Алексеев, 1999]. Параллельно с этими событиями начинается формирование газовых гидратов. Для всех регионов, в которых зафиксированы скопления ГГ, вопрос о количестве и времени распределения ледниковых и перигляциальных условий является дискуссионным. Представляется логичным считать, что наиболее достоверные данным относятся к наиболее поздним временным отрезкам.

На севере Западной Сибири достоверно устанавливаются следы оледенения, начиная с раннего неоплейстоцена. Наиболее точно определены ледниковые стадии для раннего и позднего валдая [Архипов и др., 1999]. Мощность криолитозоны в данный момент не превышает 500 м. ГГ в акватории Карского моря до сих пор не обнаружены.

Как упоминалось выше, на севере Западной Сибири встречены залежи (Мессояхские месторождения, 700–730 м) и реликтовые ГГ. Последние имеют более широкое распространение и размещаются в толще четвертичных ММП, на глубинах от 40 до 150 м. Исследование реликтовых ГГ [Якушев и др., 2002; Строение…, 2007] показало приуроченность их к четвертичным ММП, покрывающим локальные положительные структуры крупных нефтегазовых месторождений (табл. 1). Метан этих ГГ имеет биогенное происхождение и не связан с углеводородами продуктивной толщи. Покровное оледенение способствовало и сохране-

Рис. 3. Эмиссия природного газа на шельфе российской Арктики и залежи, и скопления, и проявления его клатратной формы на суше

1 – зафиксированая разгрузка природного газа, 2 – зафиксированные аномально высокие значения разгрузки природного газа, 3–7 установленные источники природного газа: 3 – вулканическая деятельность, 4 – тектонические нарушения, 5 – углесодержащие толщи, 6 – биогенный газ из четвертичных и голоценовых отложений, 7 – газ биогенного и термогенного происхождения, 8 – проявления гидратов газа на суше, 9 – залежи гидратов газа в районах газоконденсатных месторождений Западной Сибири

Таблица 1. Характеристики реликтовых скоплений ГГ

Месторождение	Докайнозойская структура	Локальная структура	Амплитуда неотектонических движений (м)	Мощность ММП (м)	Интервал с ГГ (м)	Литология отложений, содержащих ГГ	Возраст отложений, содержащих ГГ
1	2	3	4	5	6	7	8
Бованенковское	Нейтинский мегапрогиб, Нурминский мегавал	Куполовидное поднятие	+ 50	300	40–130	Пылеватый песок	Поздний неоплейстоцен
Ямбургское	Ямбургский мегавал	Куполовидное поднятие	+75–175	450	70–120	Переслаивание песков и супесей	Ранний-средний неоплейстоцен
Уренгойское	Уренгойский мегавал	Куполовидное поднятие	+75–175	350	?	Чередование песков, супесей и суглинков	Квартер
Заполярное	Тазовский свод	Куполовидное поднятие	+ 250	450	50–150	Суглинки и супеси	Поздний неоплейстоцен

нию более древних ГГ, и образованию новых, и их общему площадному распространению. Вероятно, в конце позднего валдая Ямало-Гыданский блок под ледником был покрыт отложениями, содержащими ГГ. После деградации ледника зависимости от местных природных условий ГГ консервировались или деградировали на фоне климатических изменений.

Исследования газосодержания в верхних горизонтах ММП Ямала показали, что в современную эпоху возможно существование линз ГГ в подрусловых таликах. При промерзании водонасыщенных глинистых грунтов в их порах могут возникать зоны с повышенным давлением, достаточным для образования ГГ. Такой зоной является горизонт, расположенный выше подошвы талика в голоцене и ниже ее современного положения [Ривкин, 2003].

Натурные исследования и моделирование развития субмаринной мерзлоты на шельфе западной части полуострова Ямал показали интересные результаты. Распространение криолитозоны ограничивается изобатой 17 м. Мощность многолетнемерзлых пород в береговой зоне 250 м (максимальная – 275 м). Концентрация газа из мест разгрузки (просачивание) достигает 1176 μmol. Газ только биогенный, несмотря на принадлежность к Южно-Карскому бассейну и близость к расположенным там газоконденсатным месторождениям [Portnov et al., 2014]. На площадях Русановского (глубина 50–100 м) и Ленинградского (глубина 80–165 м) месторождений бурение не вскрыло горизонты с ГГ. Месторождения расположены на Русановской ступене, часть Русановской площади относится к Пахучанской впадине. Только часть нескольких скважин, пробуренных на этой площади, на глубинах около 100 м, определили кровлю многолетнемерзлых пород в диапазоне 13,5–17 м от дна [Мельников, Спесивцев, 1995].

На шельфе Карского моря пока не обнаружены толщи с ГГ.

Северное побережье Аляски не подвергалось воздействию гляциальных процессов, весь четвертичный период господствовали перигляциальные условия. Поля ГГ по площади превосходят залежи восточной части моря Бофорта, находятся на меньших глубинах. Месторождение Купарук Ривер – 250–350 м; месторождение Милн Поинт – около 600 м; месторождение Эйлин – 550–650 м. Эти ГГ состоят из термогенного и биогенного метана. ГГ расположены как внутри КЛЗ, так и под ней ЗСГ протягивается от границы с Канадой до мыса Айси, занимая большую часть бассейна Колвилл. Наиболее мощная ЗСГ расположена к востоку от залива Прудхо. Мощность этой зоны достигает 900м, кровля – на 210 м, а подошва залегает на глубинах около 1200 м [Colett et al., 2011].

По данным сейсмического профилирования установлено, что на шельфе Аляски сплошная криолитозона распространяется приблизительно до изобаты 25м [Brothers et al., 2016].

Дельта Маккензи и прилегающий шельф находились в перигляциальных условиях почти весь четвертичный период, и лишь только в позднем плиоцене и позднем валдае этот район покрывался ледником [Mcneil et al., 2001]. Давление ледниковой толщи способствовало формированию ГГ особенно в дельтовых отложениях, в которых часто встречаются хорошие коллекторы [Murton, 2009]. Клатраты залегают в интервале 890–1190 м,

под ММП. Исследование ГГ скважины Маллик показало, что гидратообразущие газы, находящиеся выше 500 м, имеют биогенное происхождение. Состав газов между 550 и 850 м указывает на смешанное биогенное и термогенное происхождение. Метан в ГГ, расположенных глубже 890 м, которые находятся в ЗСГ (между 890 и 1180 м (ранний олигоцен) – термогенные [Waseda, Usida, 2005].

Озера занимают 20–50% площади поверхности дельты. Считается, что они образовались 6 тыс. лет назад. Под озерами формируются талики, которые могут достигать глубины 300 м. Предполагается, что эти молодые озера не имеют аналогов на шельфе. Это может способствовать сохранению консолидации криолитозоны и параллельно сохранять ГГ [Majorowicz et al., 2015].

Реликтовые ГГ залегают на глубине 119 м. Клатратным образованиям, сформированным на суше, сопутствуют ГГ на шельфе, также связанные с распространением многолетнемерзлых пород. Более того, бурением выявлено, что на шельфе ГГ встречаются чаще. Они обнаружены в 27 скважинах. На шельфе ГГ концентрируются в толще плиоцен-голоценового возраста, между подошвами ММП и ЗСГ [Majorowicz, Hanningen, 2000].

Мощная КЛЗ распространена до глубин 60 м и постепенно выклинивается к внешнему краю шельфа. На взморье дельты ГГ обнаружены в ЗСГ, интервале 100–1500 м от поверхности дна, они выклиниваются к краю шельфа [Riedel et al., 2015].

Обсуждение результатов

Рассмотрение природных характеристик известных залежей и скоплений клатратной формы ГГ позволяет отметить некоторые особенности их размещения (табл. 2). Континентальные ГГ распространены на пассивных материковых окраинах, приурочены к КЛЗ или нижележащим горизонтам. Формирование их относится ко времени поздний плиоцен–квартер. Так же как и другие углеводороды ГГ нуждаются в хороших коллекторах, покрышках и находятся в прямой зависимости от термобарических условий.

Залежи ГГ размещаются в границах нефтегазовых месторождений. Общее для них положительная структура, сформировавшаяся в докайнозойское время. Геодинамика влияет на формирование нефтегазовых месторождений, в которых открыты залежи клатратной формы метана. Вертикальные движения в большей степени ответственны за сохранение скоплений ГГ. При восходящих движениях вместе с уменьшением мощности КЛЗ, уменьшается размер ЗСГ, и усиливается разложение ГГ.

ГГ образуются и существуют как в гляциальных, так и перигляциальных условиях. При наступлении теплого периода ГГ перигляциальных об-

Таблица 2. Природные характеристики толщ, содержащих залежи ГГ

Регион	Тектоника			Возраст и литология гидрато-содержащих толщ	Мощность ММП (м)	Интервал ГГ (м)	Природные обстановки квартера
	Докайнозойская структура	Неотектоника	Современные движения				
1	2	3	4	5	6	7	8
Север Западной Сибири (Западно-Мессояхская и Восточно-Мессояхская площади)	Мессояхский порог	Дизъюнктивные дислокации с образованием горстов и грабенов	Воздымание, землетрясения $M \leq 3$	Турон. Песчано-глинистая прибрежная толща	320–350	700–730	Чередование ледниковых и межледниковых эпох
Северная Аляска	Свод Барроу. Северная часть бассейна Колвилл	Унаследованный наклон на северо-восток	Воздымание $M - 4,9$	Поздний мел –кайнозой; пески, конгломераты; морской бассейн	600	210–950	Перигляциал
Дельта р. Маккензи	Антиклинальное поднятие	Смена режима растяжения на трансгрессию	Опускание $M \geq 5$	Олигоцен; дельтовые пески	700	890–1190	Ледниковый режим: поздний плиоцен; поздний валдай

ластей оказываются в более стабильных условиях. Субгляциальные ГГ быстро разлагаются в ответ на резкое уменьшение давления. В тоже время при нисходящих движениях могут сохраняться, за счет эффекта самоконсервации.

Естественным последствием повышения температуры в голоцене должна быть деградация ММП, и как продолжение этого процесса диссоциация скоплений и проявлений ГГ. Однако, многочисленные исследования, проведенные в Арктике и Субарктике, установили широкое распространение сплошной КЛЗ.

Следует отметить, что начиная со среднего неоплейстоцена (427–126 тысяч лет назад) зона стабильности газовых гидратов достигла таких размеров, что она не исчезает, но может в какой-то степени уменьшаться. Особое значение приобретают холодные (ледниковые и межледниковые) этапы, если за ними следует интерстадиальное время. В это время отложения, содержащие кристаллогидраты, хорошо сохраняются особенно на крайнем севере, а толща ММП, содержащая ГГ, может продолжать расти. Межледниковые этапы развития природы четвертичного периода арктического региона (как аналог современных климатических условий) характеризуются неоднозначными условиями для развития клатратоносных отложений. Даже в эпохи потепления в субаквальных условиях шельфа сохраняются условия для образования и наращивания криолитозоны, и формирования проявлений гидратов газа. Но в тоже время существуют области, где такие процессы не возможны [Друщиц и др., 2012].

На Русском месторождении произошло сокращение КЛЗ и полное исчезновение зоны стабильности гидратов газа вследствие поднятия по крупному региональному разлому на 250 м [Леонов, 2010]. В районе Антипаютинского месторождения зафиксирована скорость поднятия до +6,3 мм/год [Баранская, 2015]. Это месторождение находится в отрицательной структуре, однако современные движения могут способствовать разрушению зоны метастабильности ГГ. Воронки, образовавшиеся в последние годы на п-ове Ямал, могут быть следствием притока газа из продуктивной толщи по активным разломам, эмиссии газа из деградирующих ММП или пластовых льдов, или ГГ.

В настоящее время получены доказательства существования ГГ в осадочной толще на севере Китая, на Тибете, на севере Канадского щита (золотодобывающий рудник Люпин). Канадский щит в этом районе подвергался покровному оледенению. В скважинах рудника мощность ММП изменяется от 400 до 600 м. Газогидратоносные отложения расположены в интервале 890–1130 м. Предполагается, что ГГ образовались в субгляциальных условиях в валдайское время. Метан имеет термогенное и биогенное происхождение. Разрушение скоплений ГГ произошло во время эксплуатации рудника. Видимо, без антропогенного вмешательства эти ГГ не попали бы в атмосферу [Stotler et al., 2010].

В горах Куньлуня (провинция Цинхай), на высоте более 4000 м, в ледниковой зоне неоплейстоцена, а голоцене в перигляциальных условиях, предполагается распространение ГГ, которое подтверждается математическим моделированием. Мощность ММП изменяется от 28 до 128,5 м, ГГ могут находиться в интервале 67–1002 м. Метан из этого горизонта имеет термогенное происхождение [Lu et al., 2009].

На крайнем севере Китая, на северном склоне хребта Большой Хинган, мощность ММП колеблется от 50 до 100 м, кровля ММП расположена на глубине 2 м. Это район активной геодинамики (зона субдукции). Эмиссию метана связывают с диссоциацией ГГ. Концентрация растворенного метана в родниковой воде достигает 14000 ppm. Газ – термогенный и биогенный [Zhao et al., 2012].

По-видимому, исследование ГГ, на территориях, подвергавшихся оледенению, имеет положительные перспективы, но при малых мощностях ММП ожидать значительных скоплений ГГ не стоит. Они постепенно разрушаются вместе с ММП. Эти предполагаемые скопления тоже относятся к континентальным ГГ.

В научном сообществе обсуждается вклад эмиссии метана в изменение климата и как одной из составляющей этого явления, разложение скоплений ГГ. Представляется, что вклад метана из ГГ завышен (рис. 3).

По-видимому, залежи ГГ, связанные с продуктивными горизонтами нефтегазовыми месторождениями, на современном этапе развития КЛЗ не могут служить источниками эмиссии природного газа, как на суше, так и на шельфе. Они защищены от разрушения толщей ММП и, как правило, литологической покрышкой или экранируются нарушением тектонической природы.

Источниками метана являются межмерзлотные газы различного происхождения, реликтовые ГГ, как наиболее уязвимые образования в современных природных условиях. Кроме того, свободный газ может достигать поверхности дна по сквозным (подозерным и подрусловым) таликам и тектоническим нарушениям. Этим, вероятно, объясняется широкое распространение мест разгрузки природного газа на арктических шельфах. К изменению такой ситуации могут привести катастрофические явления, в том числе и землетрясения.

Метан может разгружаться из угольных месторождений; оттаявших четвертичных осадков

и более древних отложениях различного генезиса. Эмиссия метана в водную толщу может быть постоянной и сезонной, а может носить и катастрофический, взрывной характер. Все эти процессы зависят от состава и строения четвертичной части осадочного чехла и современных тектонических процессов. Предполагается также, что эмиссия метана или других природных газов происходит за счет вулканической деятельности [Мансуренков и др., 2012]. На шельфе Восточно-Сибирского моря, в зоне тектонического нарушения, были обнаружены ураганные концентрации углеводородных газов. Изотопный состав углерода указывает на принадлежность этих выбросов к углегазоносным и газонефтеносным осадочным формациям [Шакиров и др., 2013].

Были проведены измерения концентрации метана на границе почва–атмосфера, на побережье арктических морей России, от Кольского полуострова до острова Врангеля. Максимальные значения эмиссии метана приурочены к влажным тундрам самых северных участков [Christensen et al., 1995; Ривкин, 2003]. Проводись исследования содержания метана в толще мерзлых пород восточного сектора Российской Арктики. В отложениях голоценового и поздненеоплейстоценового возраста метан не был обнаружен или были зафиксированы незначительные концентрации, а максимальные концентрации были приурочены к средненеоплейстоценовым осадкам. Установлено, что метан образовался при положительных температурах и законсервировался при промерзании. Но он может формироваться и при отрицательных температурах, так как археи (метаногенные бактерии) не только сохраняют жизнеспособность, но и адаптируются к условиям криолитозоны [Ривкина, 2006].

Проведение сравнения ландшафтов приморских низменностей Восточной Арктики с материалами сейсмических исследований на шельфе [Rekant et al., 2015] позволило установить источники субаквальной эмиссии природного газа. По аналогии с сушей газовые факелы были зафиксированы над термокарстовыми депрессиями и подрусловыми таликами.

Измеренные ураганные концентрации метана в придонном слое и на границе вода–атмосфера на внутреннем шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского [Шахова, 2010] могут указывать на эмиссию из реликтовых ГГ также и на разгрузку метана из деградирующих ММП. Такая ситуация возможна, учитывая влияние рек Лена, Яна, Индигирка. Изотопный анализ углерода и водорода метана определяет присутствие биогенного и термогенного газа. Видимо, существует неизвестный глубинный источник.

Анализ распределения мест эмиссии метана и сопоставление с известными местами скоплений и проявлений гидратов газа, показанных на рисунке 3, позволяет предположить, что клатратная форма природного газа не является основным источником метана в арктических морских бассейнах. Более того ожидать значительных скоплений гидратов газа не стоит. Залежи могут быть связаны только с нефтегазовыми месторождениями.

Проявления и скопления реликтовых ГГ, как более уязвимые, находящиеся непосредственно в ММП, служат одним из многих источников метана на шельфе Арктики.

Заключение

Известные поля континентальных гидратов метана сформировались на пассивных континентальных окраинах, внутри или под криолитозоной.

Принадлежность к региональным структурам сказывается на формировании общих характеристик бассейна осадконакопления. Для зоны скоплений ГГ важно проявление локальной тектонической активности: блоковое строение, зависимость от влияния крупных и мелких тектонических дислокаций.

На примере Северной Аляски, которая не подвергалась оледенению и имеет несколько крупных зон (в том числе и на акватории) скоплений ГГ, можно заключить, что перигляциальные условия наиболее благоприятны для их формирования и сохранения. Но формирование ГГ имеет некоторые ограничения. Кроме коллекторских свойств осадочной толщи, ограничения накладывают подрусловые и подозерные талики, криопэги мерзлотной толщи, зоны активных тектонических нарушений.

ГГ в гляциальных условиях могут занимать значительные площади, в коллекторах различного генезиса, вследствие избыточного давления, создаваемого ледниками. Они же начинают быстро разрушаться сразу после отступания ледника и катастрофически быстрого уменьшения давления. В этих условиях ГГ, оказавшиеся на акватории, имеют лучшие возможности для консервации вследствие замены барических условий ледника на избыточное давление водной толщи.

На севере Западной Сибири, который неоднократно подвергался оледенениям, реликтовые ГГ встречены в четвертичном покрове нескольких месторождений. Это может служить доказательством существования значительных массивов этих образований в прошлом. Послевалдайский подъем арктического побережья России вызвал деградацию большей части реликтовых ГГ, сохранение скоплений следует ожидать в депрессионных зонах.

Широко распространенное явление эмиссии метана в арктических регионах вызвано различными процессами, одним из которых является диссоциация ГГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00795).

Литература

Архипов С.А., Волкова В.С., Зольников И.Д. и др. Западная Сибирь // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет (кайнозой от палеоцена до голоцена). Ред. А.А. Величко М.: ГЕОС. 1999. С. 84–109.

Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Дис. на соиск. уч. степ. к.г.н. Санкт-Петербург. 2015. 250 с.

Гуськов С.А., Беляев С.Ю. Неотектонический этап развития северной части Западно-Сибирского бассейна // Геология полярных областей земли. Том I. М.: ГЕОС. 2009. С. 172–176

Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С. Гидраты газа на шельфе и суше Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюл. Ком. по изуч. четв. периода. 2011. № 71. С. 124–134.

Друщиц В.А, Садчикова Т.А. Возможные источники эмиссии природного газа на шельфе Восточной Арктики // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября 2013. М.: ГЕОС. 2013. Т.1. С. 49–52.

Извеков И.Б. Критерии и перспективы поиска и разведки залежей углеводородов в юрских и меловых отложениях в зоне сочленения Ямальской, Надым-Пурской и Гыданской областей Западно-Сибирской мегапровинции // Вести газовой науки. 2015. № 4. С. 149–160.

Кузьмин Ю.О., Никонов А.И., Лукьянов О.В. и др. Оценка геодинамической опасности объектов инфраструктуры Бованенковского НГКМ //Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2010. № 2 (2).

Лаврушин Ю.А., Алексеев М.Н. Арктические районы // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн. лет (кайнозой от палеоцена до голоцена). Ред. А.А. Величко М.: ГЕОС. 1999. С. 21–42.

Леонов С.А. Перспективы гидратоносности надсеноманских отложений севера Западной Сибири. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. к. г-м. н. Москва. 2010. 25 с.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии (гл. редактор А.Ф. Грачев). 2000. 487 с.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л, Петрова В.В. и др. Современная активность эндогенных процессов у острова Беннета (архипелаг Де Лонга, Арктика). М.: ИФЗ РАН. 2012. 160 с.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Си. Изд. Фирма РАН, 1995. 198 с.

Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения (отв. редактор Е.М. Чувилин). М.: ГЕОС. 2007. 137 с.

Нечаев В.П. Субаэральная криолитозона // Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография. Выпуск III (Под ред. А.А.Величко). М.: ГЕОС. 2010. С. 128–141.

Николаев Н.Н. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 392 с.

Самохин А.А. Ловушки сеноманских газовых залежей на севере Западной Сибири (типы и прогноз размещения) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т.6. № 2. С. 1–16.

Ривкин Ф.М. Газосодержание в верхних горизонтах мерзлых пород // Геокриологические условия Харасавейского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (п-ов Ямал) / Баулин В.В. и др. М.: ГЕОС. 2003. С. 133–145.

Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. и др. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики/ Криосфера Земли. 2006, т. X, №3. С. 23–41.

Тимурзиев А.И., Гогоненков Г.Н. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: от нефтегазогеологического районирования недр до технологии поисков и разведки глубокозалегающих месторождений углеводородов // Вести газовой науки.2012. № 1(9). С. 68–85.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

Харахинов В.В., Кулишкин Н.М., Шленкин С.И. Мессояхский порог – уникальный нефтегазогеологический объект на севере Сибири // Геология нефти и газа. 2013. № 5. С. 34–48.

Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 98–110.

Шахова Н. Е. Метан как недоучтенный компонент цикла углерода в Арктических морях // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 125–137.

Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. М.: Ижевск: Ин-т компьют. иссл. 2015. 344 с.

Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов// Российский хим. ж. Т. XLVII. № 3. 2003. С. 80–90.

Bostrom R.C. Water expulsion and pingo formation in a region affected by subsidence

Journal o[Glaciology. 1967. V.6, №.46. P. 568–572

Brothes L.L., Herman B.M., Hart P.E. et al. Subsea ice-bearing permafrost on the U.S. Beaufort Margin: 1. Minimum seaward extent defined from multichannel seismic reflection data. AGU Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. P.4354–4365. Doi: 10.1002/2016GC006584

Carmen G. J. Hardwick P. Geology and Regional Setting of Kuparuk Oil Field, Alaska //
Am. As. of Pet. Geol. Bul. 1983. V. 67. № 6. P. 1014–1031
Christesen T.R., Jonasson S., Callaghan T.V. et al. Spatial variation in high-latitude methane flux along transect across Siberian and European tundra environments // Journal of Geophisical Research. 1995. V. 100 P. 21035–21045.
Coakley B.J., Watts A.B. Tectonic controls on the development of unconformities the North Slope, Alaska // Tectonics. 1991. V. 10. №1. P. 101–130.
Collett T.S., Kruuskaa V.A. Hydrates contain vast store of world gas resources // Oil and Gas Journal. 1999. May 11. V. 96, № 19. P. 90–96.
Collett T.S., Lee M.V., Warren F. et al. Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // Marine and Petroleum Geology.2011. V. 28. P. 279–294
Couch A.G., Eyles N. Sedimentary record of glacial Lake Mackenzie, Northwest Territories, Canada: Implications for Arctic freshwater forcing //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 268. P. 26–38
Dinkelman M., Kumar N., Helwig J. et al. Highlights of Petroleum and Crustal Framework of the Beaufort-Mackenzie Basin: Key Results from BeaufortSPAN East Phases I and II Surveys // CSEG Recorder. 2008. № 9. P. 22–25.
Hamilton Th.D. Late Cenozoic glaciation of Alaska // The Geology of Northern America. V.G-1. The Geology of Alaska/ The Geological Society of America. 1994. P. 813–844.
Hyndman R.D., Cassidy J.F., Adams J. et al. Earthquakes and Seismic Hazard in the
Yukon-Beaufort-Mackenzie // CSEG Recorder. 2005. № 5. P. 32–67.
Lane L.S. Tectonic Evolution of the Canadian Beaufort Sea – Mackenzie Delta Region: A Brief Review // CSEG Recorder. 2002. № 2. P. 49–56.
Lu Z.Q., Sultan N., Jin Ch.Sh. et al. Modeling on gas hydrate formation conditions in the Qinghai-Tibet plateau permafrost // Chinese Journal of Geophysics. 2009. V. 52 (1). P. 157–168.
Majorowicz J.A., Hanningen P.K. Natural gas hydrates in the offshore Beafort-Mackezie Basin – study of feasible energy source II // Natural Resources Research. 2000. V. 9, № 3. P. 201–214.
Majorowicz J., Ocadetz R., Safanda J. Model of Talik? Permafrost gas Hydrate Histories – Beaufort Mackenzie Basin, Canada // Energies. 2015. № 8. P. 6738–6764.
Mazzotti S, Leonard L.J., Hyndman R.D. et al. Tectonics, Dynamics, and Seismic Hazard in the Canada–Alaska Cordillera // Geophysical Monograph Series. 2008. 179. P. 297–319.
Mcneil D.H., Duk-Rodkin A., Dixon D. et al. Sequence stratigraphy, biotic change, $^{87}Sr/^{86}Sr$ record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional Late Cenozoic unconformity in Arctic Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 38(2). P. 309–331.
Murton J.B. Stratigraphy and Palaeoenvironment of Richards Island and Eastern Beaufort Continental shelf during the Last Glacial-Interglacial Cycle // Permafrost and Periglacial Processes. 2009. V. 20. P. 107–125.
Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions extensive gas expulsion at the West Jamal shelf // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2014. V. 119. P. 2082–2094.
Rekant P., Bauch H. A., Schewenk T. et al. Evolution of subsea permafrost landscape in Arctic Siberia since the Late Pleistocene: a synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea // Arctos. 2015. 16 p. DOI 10.1007/s41063-015-0011-y.
Riedel M., Taylor G., Taylor A.E. et al. Evidence for deep gas hydrate stability zone associated with submerged permafrost on Canada Arctic Beaufort Shelf. Northwest Territories // Geologic Survey of Canada. Cur. Res. 2015. V. 8. 17 p.
Stotler R.L., Frape Sh.K., Ahonen L. et al. Origin and stability of permafrost methane hydrate occurrence in the Canadien Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 296. P. 384–394.
Waseda A., Usida T. Organic geochemistry of gas, gas hydrate, and organic matter from JAPEX/JNOC/GSC et al. Mallik SL-38 gas hydrate production research well / Geological Survey of Canada. Bulletin № 585, 2005.
Zhao X., Deng J., Li J, Lu Ch., Song J. Gas hydrate formation and its accumulation potential in Mohe permafrost, China // Marine and Petroleum Geology. 2012. V.35. Is. 1. P. 166–175.

V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova

ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF CONTINENTAL METHANE HYDRATE FORMATION AND PRESERVATION ON THE ARCTIC CONTINENTAL MARGIN

Natural conditions are considered of relic gas-hydrates formation and preservation in the north of Western Siberia, Northern Alaska, and Mackenzie Delta. The main factor for the formation and accumulation of clathrate hydrates and their further evolution was the environmental regime of the Quaternary, namely the succession of glacial and periglacial conditions. Local tectonic dislocations were responsible for preservation of hydrate-bearing deposits.

Keywords: methane hydrate, Arctic, Quaternary, glacial and periglacial conditions, tectonic dislocations

ПОТЕРИ НАУКИ

ПАМЯТИ ВЯЧЕСЛАВА АЛЕКСАНДРОВИЧА БОЛЬШАКОВА

12.01.1946–05.03.2017

Ушел из жизни Вячеслав Александрович Большаков, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, блестящий ученый и яркий талантливый человек.

В.А. Большаков окончил физический факультет МГУ в 1970 г. С этого же года он связал свою научную жизнь с географическим факультетом и лабораторией новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, где прошел путь от младшего до ведущего научного сотрудника. Основным направлением его научных исследований стали различные аспекты проблемы магнетизма горных пород, палеомагнетизма и их использования в решении стратиграфических и палеогеографических вопросов плейстоцена. Им были посвящены ежегодные полевые работы в различных природных областях России и мира: на Сахалине, Северной Земле, Иссык-Куле, Кавказе, в Северном Прикаспии, на Русской равнине, в Карпатах, на побережье Болгарии, в Йемене, морские исследования в Охотском (НИС «Дмитрий Менделеев») и Черном (НИС «Московский университет») морях, и даже кругосветное плавание на НИС «Академик Курчатов». Как результат – многочисленные публикации, доклады на российских и международных научных форумах, всегда находившие живой отклик у слушателей. Обобщением этих исследований стала монография «Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений» (1996), получившая премию Ученого совета географического факультета, и докторская диссертация на близкую тему, успешно защищенная В.А. Большаковым в 2003 г.

С конца девяностых годов прошлого столетия другим важным направлением его научных исследований стала орбитальная теория палеоклимата и связанные с ней вопросы палеогеографии плейстоцена. По этой дискуссионной проблеме им опубликовано более 30-ти статей в ведущих российских и зарубежных журналах, издана монография «Новая концепция орбитальной теории палеоклимата» (2003), отмеченная первой премией Ученого совета факультета. Преданность науке, исследовательский талант, трудолюбие, свойственные

В.А. Большакову, снискали ему авторитет и высокую научную репутацию среди коллег. Свои знания он щедро передавал молодому поколению. Всегда занимал активную жизненную позицию, научную работу совмещал с общественной деятельностью, неизменно выступая в роли ее инициатора и организатора.

Вячеслав Александрович был, прекрасным коллегой и отзывчивым другом, с щедрой душой человеком. Оригинальные результаты исследований В.А Большакова еще долгое время будут привлекать внимание исследователей четвертичного периода.

Мы глубоко скорбим.

Коллектив НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена
Географический факультет МГУ

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 75 2017 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Амирханов Х.А., Тесаков А.С., Ожерельев Д.В. К ДАТИРОВКЕ СТОЯНКИ ОЛДОВАНА МУХКАЙ 2А В ДАГЕСТАНЕ.....5

Маркова А.К. ЕВРОПЕЙСКИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА: ВИДОВОЙ СОСТАВ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, КОРРЕЛЯЦИИ..... 11

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. ПРИРОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА ДОНУ В с. КОСТЕНКИ..... 34

Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р. СТРАТИГРАФИЯ РАННЕВАЛДАЙСКОГО ИНТЕРВАЛА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (МИС 5d-4).....60

Андреичева Л.Н., Карпухин С.С., Судакова Н.Г. ДИАГНОСТИКА И МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ГОРИЗОНТОВ ЦЕНТРА И СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ.....81

Зигерт К., Сергеенко А.И., Ширмейстер Л. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ВЕРХОЯНЬЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА..... 100

Рычагов Г.И. ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОДХОД К РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ.....112

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОХРАНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГИДРАТОВ МЕТАНА НА АРКТИЧЕСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ..... 135

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Вячеслава Александровича Большакова..... 147

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY
№ 75, 2017

CONTENTS

Amirkhanov Kh.A., TesakovA.S., Ozhereliev D.V. ON THE GEOCHRONOLOGY OF THE MUKHAI 2A OLDOWAN SITE IN DAGESTAN 5

Markova A.K. EUROPEAN FAUNAS OF SMALL MAMMALS IN THE SECOND HALF OF THE MID-PLEISTOCENE: SPECIES SPECTRA, SPATIAL DISTRIBUTION, CORRELATION 11

Lavrushin Yu.A., Spiridonova E.A. ENVIRONMENTAL PREREQUISITES FOR THE FORMATION OF THE KOSTENKI LATE PALAEOLITHIC CENTRE AT RIVER DON 34

Sycheva S.A., Grigoryeva T.G., Pushkina P.R. STRATIGRAPHY OF THE EARLY VALDAI (MIS 5D-4) DEPOSITS IN NON-GLACIATED AREAS OF THE RUSSIAN PLAIN 60

*Andreicheva L.N., Karpukhin S.S., Sudakova N.G. I*DENTIFICATION AND INTERREGIONAL CORRELATION OF MID-PLEISTOCENE GLACIAL UNITS IN THE CENTER AND NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLAIN 81

Sigert K., Sergeenko A.I., Schirmeister L. LATE QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTHERN VERKHOYANSK MOUNTAINS: GEOCHRONOLOGY AND QUESTIONS OF THEIR GENESIS 100

Rychagov G.I. GEOGRAPHICAL APPROACH TO THE RECONSTRUCTION OF PALAEOGEOGRAPHICAL EVENTS 112

Drouchits V.A., Sadchikova T.A. ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF CONTINENTAL METHANE HYDRATE FORMATION AND PRESERVATION ON THE ARCTIC CONTINENTAL MARGIN 135

IN MEMORIUM

Remembering Vyacheslav Aleksandrovich Bol'shakov 147

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, № 75

Компьютерная верства *Р.И.Недумов*

ООО "Издательство ГЕОС"
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 28.04.2017.
Формат 60×90 1/8. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 100 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом
в ОАО "Альянс "Югполиграфиздат", ООО ИПК "Панорама"
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6